BEITRÄGE ZUR STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER SÜDÖSTLICHEN ALTA BRIANZA

(KAPITEL I UND III)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

GENEHMIGT

VON DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT ZU BERLIN

VON

HANS RASSMUSS

AUS BERLIN

TAG DER PROMOTION: 7. FEBRUAR 1912

JENA

GUSTAV FISCHER

1912

126

BEITRÄGE ZUR STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER SÜDÖSTLICHEN ALTA BRIANZA

(KAPITEL I UND III)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

GENEHMIGT

VON DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT ZU BERLIN

VON

HANS RASSMUSS

AUS BERLIN

TAG DER PROMOTION: 7. FEBRUAR 1912

ACAD. LUGD. BAT. BIBL.

JENA

GUSTAV FISCHER

1912

Referenten:

Professor Dr Branca
Professor Dr. Penck.

Mit Genehmigung der hohen Fakultät kommt hier nur ein Teil der Arbeit zum Abdruck. Die ganze Arbeit wird in den Geologisch-Paläontologischen Abhandlungen erscheinen.

Vorwort.

Die folgenden Blätter enthalten die Ergebnisse der Untersuchungen, die ich in den Monaten August bis November 1909 und Mai bis Juli 1910 in der südöstlichen Alta Brianza vornahm. Die beiliegende Karte im Maßstab 1 : 25 000 beruht ausschließlich auf diesen Aufnahmen. Die Bearbeitung wurde im Geologischen Institut der Universität Berlin durchgeführt. Dem Direktor, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Professor Dr. Branca, sei mir gestattet auch an dieser Stelle meinen gehorsamsten Dank aussprechen zu dürfen. Aufrichtigen und herzlichsten Dank schulde ich auch meinem Freunde, Herrn W. Kronecker, dessen Ergebnisse und Sammlungen von seiner Kartierung des Albenza mir eine ausgiebige Vorbereitung ermöglichten, und der stets bereit war, mich mit seinem Rat zu unterstützen.

Physiographie.

Das Landschaftsbild der Alta Brianza setzt sich aus zweierlei Bestandteilen zusammen. Den reifen Formen der präglazialen, normalen Erosion haben die Gletscher der Eiszeit scharfe Züge eingemeißelt, und das Bild der Landschaft verjüngt. Einen schroffen Gegensatz bilden die Täler zu den Höhen der Berge. Steilwandige Trogtäler werden von Rundlingen überragt. Ein deutliches Beispiel der präglazialen Bergformen bietet der Südabhang der Cornizzolo. Wandert man zwischen Alpe Carella und Alpe Fusi in 800—900 m nach Osten, so glaubt man sich in ein Mittelgebirge versetzt. In flachen, sanft gewellten Formen erhebt sich der Hang zum Kamm im Norden, von reifen Tälern mit ausgeglichenem Gefälle und sanft konvexen Böschungen zerschnitten. Es sind unterjochte Berge [subdued mountains Davis [1])] im eigentlichen Sinne. Dasselbe lehrt die Beschaffenheit des Bodens. Tiefgründiger Schutt verbirgt das Anstehende; von dem harten Kalkstein des Unterlias haben sich nur die gelb gefärbten Verwitterungsprodukte und eckige Bruchstücke der eingelagerten Hornsteinbänke erhalten, alles von einer dürftigen Heidevegetation bedeckt. Nirgends ein Aufschluß, langsam kriecht der Schutt zu Tale. Auch der Schuttstrom [2]) hat die Reife erreicht, wenn nicht schon überschritten. Ungefähr die Höhen-

1) Davis, Physical Geography.
2) Davis, Geographical Cycle.

linie von 700 m aber bedeutet einen scharfen Gefällsbruch. Die Bäche stürzen in Wasserfällen über die Bänke des Lias und die weißen Wände der Majolica und haben junge Schluchten in die weichen Schichten der jüngeren Kreide eingerissen. Die Talsporne, die oben spätreife Formen zeigten und sich nach ihrem Gefälle noch weit nach Süden in die Ebene fortsetzen müßten, sind wie mit einem Messer abgeschnitten (facetted spurs DAVIS). Der Val Madrera-Gletscher hat den Hang von 700 m an unterschnitten und die Enden der Sporne im Süden weggerissen. Begünstigt werden diese steilen Wände durch die steile Stellung der Schichten. Darunter breitet sich die flache Moränenlandschaft aus, auf der die Dörfer stehen. Stellenweise tauchen daraus noch rundliche, in der Stromrichtung des Eises gestreckte Hügel wie bei S. Fermo hervor, aus anstehender Kreide bestehend.

Ebenso wie im Süden sind auch im Westen die Formen des normalen Zyklus vom Vall' Assina-Gletscher zerstört. Jäh enden sie an den steilen Wänden des Lago Segrino. Im Osten setzen sie sich in den Weiden am Kamm des Monte Rai (1261 m) und Prasanto (1251 m) fort, und die letzten Reste sind wohl auf der sanft welligen Gipfelfläche des Monte Moregallo (1276 m) erhalten. Nach Norden ist der Abhang des Cornizzolo und Monte Rai flacher, hier sind noch Reste der präglazialen Formen vorhanden. Das ist ja auch leicht erklärlich, denn hier ist die relative Erosionsbasis, das Ravellatal, nicht so tief eingeschnitten. Die spätreifen [1]) präglazialen Formen entsprechen durchaus denen, die PENCKS Forschungen im Etschgebiete (pag. 912) kennen gelehrt haben. Auch TARAMELLI [2]) deutet auf die gleiche Höhe der Gipfel, etwa 2300—2500 m, in dem kristallinen Gebiet im Norden des Verbano hin.

Im Norden des Ravellatales hat der Kalkklotz der Corni wohl auch der präglazialen Erosion getrotzt und noch kein so vorgeschrittenes Reifestadium erreicht. Auch war fast das ganze Gebiet vom Eise überflutet und daher der glazialen Erosion ausgesetzt. Hier sind besonders Reste präglazialer Täler in Gestalt von Terrassen erhalten, unter denen sich zwei Niveaus unterscheiden lassen. Am Nordabhang der Corni zur Valbrona dehnt sich in ca. 800 m (750—850—875 m) ein sanftes Talgehänge — über Rhät und steilstehendem Hauptdolomit — aus, dessen Charakter schon sein Name Pianezza (vgl. auf der Karte Val di Pianezza) — Ebenheit — ausdrückt. Die flache Neigung hat die Ablagerung zum Teil mächtiger Moränen begünstigt. Ein deutlicher Gefällsbruch trennt diese Terrasse von dem tiefer als 500 m gelegenen flachen Talboden der Valbrona. Die steileren Hänge im Norden der Pianezza werden von jugendlichen Bächen zerschnitten, die in den Hauptdolomit südlich Candalino enge Klammen mit senkrechten Wänden eingefressen haben. Weitere Reste dieser Talgehänge in der Valbrona sind an der Val Goris (südlich Visino) in 700—800 m, an der Nordseite bei Alpe di Monte (730—ca. 800 m), mehr aus der Mitte des alten Tales vielleicht im Monte Dosso Deo (724 m) nördlich Asso erhalten. Auffällig ist auch die Terrasse von Caglio [3]) (800 m) jenseits der Vall' Assina. Sehr deutliche Reste eines alten Tales konnte ich auch im Ravellatal beobachten. Die Höhe (732 m) südlich Alpe Grassa gehört mit einer Terrasse, der die Maultierstraße östlich Alpe Grassa zur A. Bertalli (779 m) folgt, zusammen, östlich geht sie in das heutige oberste Ravellatal über. Auch an dem Nebenbach, der östlich Alpe Grassa die Straße zu einem Knick zwingt, ist in 800 m ein altes Talstück vorhanden (auch auf der Isohypsenzeichnung erkennbar). Am Südufer des Ravellabaches tritt östlich S. Miro ein der nördlichen Ravellaterrasse entsprechendes Gesims hervor (auf *Conchodon*-Dolomit). Dieses bezeichnet die

---

1) Zu einem viel weiteren Erosionsstadium war auch die „postmiocäne Rumpffläche" des nördlichen Appennin, wenigstens soweit ich sie im Süden kenne, nicht vorgeschritten (vgl. BRAUN, Morphologie des nördl. Appennin. 1907.)

2) TARAMELLI, I tre laghi. 1903. pag. 24.

3) Auf dieser ist auf BECKERS Karte keine Moräne verzeichnet, ich habe sie nicht besucht.

Höhe der ehemaligen Mündung der Valle di S. Miro. Den alten Lauf dieses Nebenbaches kann man talaufwärts verfolgen. Ueber dem Zusammenfluß der drei Bäche (unter 800 m Isohypse) gewahrt man eine hohe Talstufe; alle drei stürzen über diese in ca. 60 m hohen Wasserfällen auf den neuen gemeinsamen Talboden herab, ein außerordentlich auffälliger Gefällsbruch, ungefähr im Streichen der Hauptdolomitbänke gelegen. Oberhalb der Talstufe, also in ca. 850 m, findet man ein Tal mit ruhigem Gefälle, das in schroffem Gegensatz zu dem Bett des unten schäumenden Baches steht, dagegen mit gleichem Gefälle auf die Terrassen bei Alpe Grassa mündet, die man noch deutlich erkennt. Mit anderen Worten, die neubelebte Erosion ist von der Mündung bis zu dieser Talstufe zurückgeschritten. Verfolgt man das alte Tal aufwärts, so sieht man es in die präglaziale Landschaft übergehen. Die alten, sanft geböschten Täler und die oben beschriebene, präglaziale Landschaft am Cornizzolo gehören zusammen und in denselben Erosionszyklus. Damit können wir nun diese Landschaft genauer rekonstruieren. Zu den spätreifen Bergen gehörten sanftgeböschte Täler mit ruhigem Gefälle, deren Boden hoch über dem der jetzigen Täler lag. Immerhin waren die Niveauunterschiede, wenn auch weit geringer als jetzt, nicht unbedeutend, die Berggipfel ragten an 400—500 m über die Täler empor. Das Endziel der Erosion, die Rumpfebene, war noch nicht erreicht.

Ein zweites Terrassenniveau liegt zwischen 400 und 500 m. Diesem entspricht die Stufenmündung der Valbrona in den Leccosee. Am anderen Ufer des Leccosees scheint das Gesims an der Meria östlich Somana (nördlich Mandello) demselben Tal anzugehören. Die von Taramelli[1]), übrigens ohne weitere Begründung, aufgestellte Hypothese, die Valbrona sei einst ein Abfluß der Grigna gewesen, erscheint daher nicht unwahrscheinlich. Das Niveau der Valbrona entspricht auch der Höhe der Stufenmündungen am Comosee, die Penck[2]) auf 400 m angibt. Sie ergeben das Niveau des präglazialen Comoflusses. Weitere Reste dieser ehemaligen Entwässerung sind am Mte. Barro vorhanden. Dort befindet sich östlich La Crocetta die auf der Karte durch zahlreiche Zwischenisohypsen und die Zahl 431 m bezeichnete Ebenheit, die im Volksmund Prati di San Micchele heißt. Nach Süden sich verschmälernd, setzt sie sich bis oberhalb der Zahl 357 m als Gesims fort, in schroffem Gegensatz zu den unersteigbaren Wänden des Mte. Barro, die höher im Westen aufsteigen. Vom Gletscher überflossen, ist sie von diesem oberflächlich umgestaltet zu einem Wechsel von flachen Wannen und Rundhöckern, spärlich mit erratischen Blöcken bestreut. Sie schneidet die nach Nord einfallenden Hauptdolomitbänke diskordant ab. Diese Terrasse läßt sich in einzelnen Resten die Adda abwärts verfolgen. Als Oberlauf dieses präglazialen Flusses kommt seiner Richtung nach besonders das Tal von Ballabio (Val Sassina) in Betracht, das „wenigstens bis Introbbio hinab sich einst nach Süden entwässerte, wie noch die Richtung seiner oberen Zuflüsse verrät“ [3]). Hier dürfte eine genaue Verfolgung der Terrassen interessante Ergebnisse über die Richtung der ehemaligen Entwässerungsadern ergeben[4]).

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Resultat: Auf einen normalen Zyklus, in dem sich die

1) I tre laghi, pag. 100.

2) A. i. E. pag. 805 Anm.

3) Penck, A. i. E. pag. 810.

4) Taramelli (Di alcune nostre valli epigenetiche. Atti Congr. Geogr. 1899. pag. 96 und I tre Laghi. pag. 100 u. 120 u. t. 2), der alle durch Transfluenz und Diffluenz entstandenen Nebentäler als Talstücke früherer Flußtäler ansieht, nimmt an, die Val Madrera sei die ehemalige Fortsetzung des Tales von Ballabio, von dem er Ablagerungen aus dem Villa franchiano bei Erba gefunden zu haben glaubt. Diese Ablagerungen bei Pusiano sind, wie ich unten nachweisen werde, Altmoränen. Ebensowenig sind Terrassenreste vorhanden, die irgendeinen Anhalt für diese Annahme böten. Auch erscheint ein Tal, das gerade dem Alpensaume folgt, anstatt senkrecht zu ihm herabzufließen, an und für sich wenig wahrscheinlich. Es würde auch die Richtung des Tales von Ballabio gar nicht fortsetzen.

Landschaft bis zur Spätreife entwickelt hat, folgt eine Hebung — gehobene Haupttäler jetzt in 700—800 m —, die einen neuen Zyklus beginnen läßt und die Täler zum Neueinschneiden auf ein tieferes Niveau (400—500 m) zwingt. Das geologische Alter dieser beiden Zyklen normaler Erosion läßt sich nicht ohne weiteres feststellen, da sich die Terrassen nicht unmittelbar mit marinen Sedimenten — des Meeres, in das die Täler mündeten — verbinden lassen. Sicher ist nur, daß beide Zyklen vor der Eiszeit liegen, denn die glazialen Tröge (Ravellatal, Leccosee, Stufenmündung der Valbrona) sind in die normalen Täler dieser Zyklen eingesenkt. Für eine nähere Zeitbestimmung gibt erst der Vergleich über ein größeres Gebiet einen Anhalt. Im Etschgebiet und am Gardasee hat Penck[1]) pliocäne und präglaziale Gesimse nachgewiesen, unter denen das pliocäne in eine reife Landschaft gehört, „die Erosionsbasis für ein flachwelliges bis mittelgebirgiges Gelände bildet“ (pag. 912). Das pliocäne Alter ergibt sich durch die Verbindung mit dem marinen Pliocän von Salò. Im Etschgebiet hat also genau dieselbe Entwicklung stattgefunden, die ich aus der Brianza beschrieb. Die Höhe beträgt am oberen Gardasee 700—900 m für das Pliocängesims, 500 m für das präglaziale. Bei dieser Uebereinstimmung der Entwicklung der Landschaft am Garda- wie am Leccosee glaube ich auch eine zeitliche Parallelisierung vorläufig annehmen zu dürfen, den ersten Zyklus also ins Pliocän zu stellen, den zweiten durch eine postpliocäne Aufbiegung[2]) getrennt, ins Präglazial einzureihen.

Versucht man, auf die Studien Pencks und Taramellis sich stützend[3]), ein Bild von der Anlage des präglacialen Entwässerungssystems zu gewinnen, so ergab sich mir folgende Anschauung. Die Abdachung war nach Südsüdwest gerichtet, also ungefähr senkrecht zum Alpenrand verlaufend. Dieser folgten die Haupttäler: das größte war das des Como- (Adda)-Flusses, dessen Mäander die Gestalt des Sees noch deutlich wiedergibt (von ihm sind ja auch präglaziale Reste erhalten: die Stufenmündungen). Er mündete bei Como; kleinere Täler waren das Meria-Valbronatal, sowie das Tal von Ballabio — untere Adda (Terrasse am Barro)[4]). Der Lauf dieser Täler zeigt keine Beziehung weder zur Struktur noch zur Gesteinsbeschaffenheit, er wird nur durch die Richtung der Abdachung bestimmt, was auf ein weit vorgeschrittenes Erosionsstadium in der Talentwicklung schließen läßt. Diese Haupttäler besaßen subsequente Nebentäler: der Comofluß die Pioverna (Val Sassina), die dem Servino am Rand der anisischen und ladinischen Kalke, das kurze Leccotal, das den Raiblerschichten, sowie das Porlezzatal, das den *Contorta*-Schichten folgte. Diese subsequenten Zonen waren es, denen die Gletscher dann folgten. Die weichen Schichten wurden erodiert und durch Diffluenz und Einfächerung[5]) ein neues Entwässerungssystem gebildet. So entstanden Leccosee, Val Sassina und der Porlezzasattel.

Die Eiszeit war es also, die das gegenwärtige Landschaftsbild bestimmte. All die Formen, die nur durch die Arbeit des Eises ihre Erklärung finden, lassen sich hier aufzählen[6]): glaciale Uebertiefung, verbunden mit Stufenmündungen, Riegel, Rundhöcker, Taltransfluenz und Diffluenz, oft verbunden mit

---

1) l. c. pag. 908—912.

2) Die postpliocäne Hebung wird, wie ja längst bekannt, durch die Höhenlage des marinen Pliocän — ca. 400 m in der westlichen Lombardei nach Taramelli, La valle del Po. pag. 417 — bewiesen, ebenso wie durch den von Penck l. c. pag. 806 in 400—500 m Höhe festgestellten eingeebneten pliocänen Küstengürtel, auf dem bei Biella marines Pliocän liegt,

3) Penck, A. i. E.; Taramelli, La valle del Po nell'epoca quaternaria, 1894; Di alcune nostre valli epigenetiche. 1899 und I tre laghi mit Karte II.

4) Die Vall'Assina mit Taramelli, Valle del Po. pag. 414; Valli epigen. pag. 96; Tre laghi. pag. 100, für einen ehemaligen Addalauf zu halten, liegt kein Anhalt vor. Das Tal nördlich Lasnigo macht einen jungen Eindruck und zeigt nur typische Glazialformen.

5) Penck, l. c. pag. 809, 811.

6) Penck und Brückner, A. i. E. Bd. 1—3.

Stufen, in ihrem Gefolge wieder zentripetale Entwässerung, Zungenbecken mit Stamm- und Zweigbecken und besonders das Hauptmerkmal vereist gewesener Gebiete: die Seen. Diesen Formen glazialer Erosion stehen solche glazialer Akkumulation gegenüber, überall sind Moränen verbreitet.

Das großartigste Beispiel der Uebertiefung bietet der Leccosee selbst. Er stellt ebenso, wie der Oberlauf der Adda, das Veltlin, ein typisches Trogtal von U-förmigem Querschnitt dar, wie es deutlich ja auch schon De Agostinis[1]) bathometrische Skizze zeigt. Die Isobathen begleiten unmittelbar das Ufer, der Seeboden ist verhältnismäßig ebener gegenüber der steilen Uferböschung. Die Uebersteilung der Wände des Sees tritt besonders auch in meinem Aufnahmegebiet hervor. Der Monte Moregallo 1276 m grenzt mit einem über 1000 m hohen Absturz an den Leccosee (199 m). Der Absturz ist stellenweise so steil, daß nicht einmal ein beschwerlicher Fußpfad im Westen der Osteria della Fame dem Seeufer folgen kann. Auch an den nur etwa 500 m hohen Steilwänden im Norden, in der sogenannten Frazione di Mandello vermag kein Pfad das Seeufer zu begleiten. Dazu müssen wir noch die Tiefe des Sees rechnen, die Agostinis Karte zu 125—150 m angibt. Die Gesamtunterscheidung am Moregallo beträgt demnach über 1200 m, wenn wir von den sanften präglazialen Formen auf seinem Gipfel ausgehen. Daß diese flachen Formen nur ein Werk der präglazialen Erosion sein können und nicht etwa mit der Tektonik oder der Schichtung zusammenhängen, ergibt sich daraus, daß sie die Schichten schräg abschneiden. So wird auch der wilde Charakter dieser von unzugänglichen Schluchten zerrissenen Bergmasse erklärlich. Die jugendliche Unterschneidung im Verein mit dem harten Gestein des Hauptdolomits sind die Ursache. Noch höher erheben sich am Ostufer des Sees die Wände des Esinokalkes zum Pendolinaplateau. Der landschaftliche Eindruck dieses Seeteiles ist weit verschieden vom Comerarm des Lario; dort grenzen grüne Hänge der Liaskalke mit reicher Vegetation an die Ufer, hier überragen in weit großartigerer Weise die über tausend Meter hohen weißen Kalkwände den tiefblauen Spiegel des Sees. Daher wird es verständlich, wenn man in dem Leccosee lange Zeit eine offene Spalte sah, bei der Gebirgsbildung entstanden und mit Wasser erfüllt, und auch in der neueren geologischen Literatur herrscht ja noch die Anschauung, der See entspreche einer tektonischen Störung. So spricht ihn Philippi[2]) ebenso wie früher Schmidt als eine Blattverschiebung an[3]). Als Beweis gibt er an, in einem Quertal, als ein solches dürfe der Leccosee wohl gelten, müßten sich die Schichten der einen Talseite im Streichen auf der anderen fortsetzen. Da dies aber hier nicht der Fall sei, so müsse eine Störung vorliegen, und zwar eine Blattverschiebung deshalb, weil die Tektonik der einen Talseite von der der anderen verschieden sei. Betrachten wir den ersten Beweisgrund. Der Leccosee ist insofern ein Quertal, als er etwa senkrecht zur Richtung der Falten und Ueberschiebungen auf beiden Seeufern verläuft. Nun senken sich aber die tektonischen Achsen ziemlich beträchtlich nach Westen. Daher müssen die Schichten auch in einer zu dieser senkrechten, also ungefähr Nordsüdrichtung, ausstreichen, und von Osten nach Westen müssen immer jüngere Schichten folgen[4]). Vergleichen wir damit Taramellis Uebersichtskarte, so zeigt diese im Osten des Sees die Schichten der anisischen und

1) Ber. Berl. Geogr. Kongr. 1898. Die inzwischen erschienene Tiefenkarte 1 : 50 000 war mir leider nicht zugänglich.

2) Philippi, Resegone. pag. 339.

3) Daß diese Anschauung auch in die neueste geologische Literatur übergegangen ist, mag rechtfertigen, wenn ich ein wenig länger bei ihr verweile. So will Repossi, Osservaz. stratigr. sulla Val d'Intelvi. 1902. pag. 174 „la grande frattura del lago di Lecco" sogar mit der Querverwerfung Pregassona-Melano gleichstellen (die neben dem Luganer See verläuft). Ebenso nimmt Bistram (Dolomitgebiet der Luganeralpen. 1903. pag. 68) nach Benecke und Philippi dieselbe Verwerfung an und sucht sie mit der „Aufbruchszone" Steinmanns in Verbindung zu bringen.

4) Garwood, Alpine Lakes, hanging Valleys, and Corries, Geogr. Teacher. 1905, behauptet daher zu Unrecht, beim Comosee verlaufe das Schichtstreichen fast senkrecht zur Länge des Sees.

ladinischen Stufe in weiter Ausdehnung, am östlichen Seeufer meist Esinokalk, der sich dann im Streichen über den Comersee fortsetzt und wahrscheinlich zwischen Nobiallo und San Abbondio ebenso wie die Varenna-Perledo Kalke auskeilt und eine andere Facies annimmt[1]). Raiblerschichten finden sich in geringen Resten an beiden Seeufern und enden dann am Westufer des nördlichen Comersees bei Nobiallo. Dann folgt am Westufer des Sees ein Streifen Hauptdolomit, etwa südsüdöstlich-nordnordwestlich von Valmadrera bis nördlich Menaggio streichend. Dann mit derselben Streichrichtung Rhät, das natürlich ebenso wie der liegende Hauptdolomit den nach Südwest strömenden Tälern ein Stück weit folgt, da seine Neigung die gleiche wie ihr Gefälle ist. Endlich folgt in breiter Ausdehnung der Unterlias, der fast die ganze westliche Alta Brianza und das Gebiet zwischen Luganer- und Comersee einnimmt. So müssen natürlich auf beiden Ufern des Leccosees verschiedene Schichten ausstreichen, da er ihrem Streichen ja folgt, und zwar am Westufer jüngere als am Ostufer. Nun wird auch die Anlage des Leccosees erklärlich. Er ist, wie schon oben gesagt, ein Schichttal, ein subsequentes Tal, das den leicht erodierbaren Raiblerschichten folgt und deren Raum, wie oben gezeigt, einnimmt; hierauf wies schon mit Recht Taramelli (I tre laghi. pag. 112) hin. Der Leccosee besitet darin eine gewisse Verwandtschaft mit dem Gardasee, der auch durch Ausräumung, nämlich der weichen Schichten einer asymmetrischen Mulde, entstanden ist[2]). Der Leccosee hängt mit keiner Störung zusammen — auf die von Philippi angeführte verschiedene Tektonik im Osten und Westen werde ich im tektonischen Teile meiner Arbeit eingehen — und verdankt seine Entstehung lediglich der glazialen Erosion. Vorher war er wohl nur von einigen subsequenten Nebentälern des Comoflusses, der Meria-Valbrona, und des Ballabiotales eingenommen. Die von Philippi und Baltzer[3]) erwähnten rückläufigen Terrassen habe ich nicht erkennen können[4]).

Bei Parè am Leccosee zeigt der Hauptdolomit starke glaziale Schrammung[5]). Die Felswände sind vollständig geglättet. Wenn der Gletscher imstande war, den Fels glatt zu schleifen, so wäre er schon durch diese Kraft fähig, ein Tal zu übertiefen; wir sind ja in der Geologie gewöhnt, aus kleinen Leistungen durch Summierung bei genügender Zeit große Wirkungen hervorgehen zu sehen. Ein mächtigeres Mittel aber hatte der Gletscher in dem Herausbrechen ganzer Blöcke des Untergrundes infolge der Frostsprengung durch den wechselnden Druck[6]).

Ebenso deutliche Zeichen glazialer Gestaltung wie der Leccosee weist das Haupttal der Alta Brianza, die Vall'Assina, auf. Hier tritt auch das typische Längsprofil eines Glazialtales, das uns am Leccosee das Wasser verschleiert, hervor. Eine merkliche Talstufe zwingt die Straße nördlich von Barni (641 m) zu 2 starken Krümmungen, eine weitere Talstufe bedingt der *Conchodon*-Dolomit nördlich Asso (430 m).

Eigentümliche Verhältnisse bietet die Mündung der Valbrona in die Vall'Assina. Das Tal mündete wohl ursprünglich, der ganzen Richtung seines Laufes entsprechend, bei Cranno. Ebendort mündet auch jetzt die Valla Tegna — die obere Valbrona nördlich der Talwasserscheide von Osigo (510 m) entwässert sich jetzt zentripetal zum Leccosee — mit einer Stufe und einem Wasserfall von

1) Tornquist, Geol. Führer. pag. 69.

2) Penck, A. i. E. pag. 904. Die Subsequenzzonen scheinen also für die Glazialerosion eine wichtige Rolle gespielt zu haben.

3) Centralbl. Min. Geol. Paläont. 1902.

4) Genauere Untersuchungen habe ich nicht vorgenommen, da sie außerhalb meines Aufnahmegebietes liegen.

5) Wie schon Stoppani u. a. erwähnen.

6) Salomon, Können Gletscher Kare, Seen usw. erodieren? Centralbl. Min. 1900.

ca. 30 m Höhe in das übertiefte Lambrotal. Das eigentliche Tal von Valbrona dagegen mündet jetzt gleichsohlig mit breiter Oeffnung bei Asso (430 m), ihm folgt die Straße. Diese Mündung enthält keine Entwässerungsader und ist mit Moräne bedeckt, unter der aber der anstehende Fels noch zuweilen erkennbar ist. Diese Mündung stellt die Hauptgletschermündung dar — auch der Vallategna folgte das Eis, wie Moränen beweisen. Sie dürfte wohl durch Niederschleifen eines Passes entstanden sein; man kann annehmen, daß früher ein Bach nach Westen in den Lambro floß; der Valbronagletscher, der kaum weniger mächtig als der Vall' Assinagletscher war, erniedrigte die Wasserscheide, erweiterte das Tal und schuf sich eine gleichsohlige Mündung. Am Anfang einer ähnlichen Entwicklung steht vielleicht der von mächtigen Moränen bedeckte Paß von Megna (670 m) nördlich Dosso Deo (724 m), auch hier hat wohl der Gletscher die Wasserscheide zu dem nach Westen fließenden Bach schon ein Stück abgetragen, um sich einen neuen — vielleicht kürzeren — Durchgang zu schaffen.

Deutlich glaziale Formen zeigt auch das Ravellatal. In den alten Talboden bei Alpe Grassa ist ein glazialer Trog eingesenkt, in den der Nebenbach östlich der Alpe in einem Wasserfall herabstürzt. Der verhältnismäßig breite Talboden (Trog) ist mit Moräne bedeckt.

Das ganze Talsystem war ja während der Eiszeit von Eisströmen erfüllt. Nur die höheren Bergrücken ragten aus dem Eise hervor. Bis 1100 m reichte noch bei den Corni di Canzo (1373 m) die Eisoberfläche, wie die erratischen Funde beweisen[1]). Die Pässe und Wasserscheiden wurden überflutet, und netzförmig sich in alle Täler und Nebentäler ausbreitend, überzog das Eis die Alta Brianza. Hier spielen die von Penck erkannten Vorgänge der Transfluenz und Diffluenz[2]) eine besondere Rolle. Der obere Comersee gabelt sich in Comerarm und Leccoarm. Der Leccoarm sandte wieder bei Onno[3]) einen Ast in das obere Lambrotal, das bei Lasnigo in die Vall' Assina mündet[4]). Dieses zeigt durchaus die Form eines Glazialtales. Die Wasserscheide liegt unmittelbar am Abfall zum Haupttal. Nach Osten stürzt ein Bach über die Stufe zum See herab, nach Westen fließt der Lambro zur Vall' Assina. An der Wasserscheide öffnet sich das Tal breit zum Leccosee, und eine flache Seewanne, der Lago di Crezzo, liegt auf dieser Wasserscheide. Es sind analoge Verhältnisse in kleinerem Maßstabe wie beim Monte Cenere oder Seefelder Paß. Ein weiterer Ast zweigte sich zur Valbrona ab. Beide Transfluenzen sind mit Transfluenzstufen verbunden. Die Diffluenz zur Valmadrera gegenüber Lecco ist bis zur Bildung zentripetaler Entwässerung vorgeschritten. Der Lago d'Annone, der im Süden durch anstehende Kreide (vgl. Wilmers und Taramellis Karte) mit Moränenbedeckung gestaut ist, fließt durch den F. Ritorto zum Leccosee ab.

Der Vall' Assina-, Valbrona- und Ravellagletscher vereinigten sich bei Canzo und kolkten dort infolge der plötzlichen Zunahme der Eismasse jenes Becken aus, das jetzt von postglazialen Schottern erfüllt ist. Vall' Assina- und Ravellagletscher mündeten in rechtem Winkel ineinander. Vielleicht wirkten noch die in der ursprünglichen Fortbewegungsrichtung liegenden Kräfte und waren mit Veranlassung zu jener neuen Diffluenz, die eine Kreuzung der Gletscheräste bei Canzo hervorrief. Der größere Arm, in dessen Tal jetzt der Lambro fließt, folgte dem Streichen der Schichten, der kleinere wandte sich nach Süden (Lago Segrino). Beide Täler weisen nach der Trennung Riegel auf. Das breite Trogtal, das die Fortsetzung des Beckens von Canzo bildet, wird durch den Riegel von Castel

1) Vgl. Abschn. Diluvium.

2) Penck, A. i. E. pag. 811.

3) Und vorher über den Paß von Ghisallo (754 m) in die Vall' Assina.

4) Schon Omboni (I Ghiaccaji antichi. 1861) und Stoppani (Era Neozoica) haben die horizontale Eisausbreitung trefflich geschildert.

Marte begrenzt. In einer postglazialen Klamm durchschneidet der Lambro zwischen den reizend auf der Höhe gelegenen Orten Caslino und Castel Marte die Liaskalke des Riegels. Im Süden dieses Riegels hat der alte Lambrogletscher sein Tal zu der Trichtermündung von Erba erweitert, um einen bequemeren Ausfluß zum Vorland zu gewinnen. Dieser Mündungstrichter vermittelt, wie am Inn das Rosenheimer Becken [1]), den Uebergang von der Tal- zur Vorlandvergletscherung, die das Moränenamphitheater der Brianza geschaffen hat. Das Zungenbecken erfüllen die blauen Seen, der Lago di Pusiano und Lago d'Alserio, die, von Moränenkränzen umwunden, im Verein mit der reichen Vegetation das heitere Bild sonniger Schönheit hervorrufen, die die Brianza zum Lieblingsaufenthalt der Mailänder gemacht hat. Es sind flache, weniger als 30 m tiefe [2]), in den weichen Kreideschichten erodierte Wannen. Der andere Ast des Vall'Assinagletschers floß durch den Lago di Segrino und verschmolz mit dem Lambrogletscher zu einer breiten Zunge, die sich natürlich im Vorland fächerförmig ausbreiten mußte [3]) und nicht, wie Wilmer [4]), um der notwendigen Annahme glazialer Erosion zu entgehen, meint, geradeaus in NO-SW-Richtung fließen konnte, ohne den Lago di Pusiano zu erfüllen; es gab ja kein Tal mehr, das den Gletscher in eine bestimmte Richtung zwang.

Der Lago Segrino (374 m) ist ein Musterbeispiel glazialer Erosion. Den dunklen See, der an beiden Enden zu verlanden beginnt, umrahmen 300 m hohe Felswände. Auch die Rundhöcker im Süden des Sees bei Corneno und Galliano bestehen aus anstehendem Fels, der ungestört das Streichen der Schichten von O nach W fortsetzt, wenn er auch oft durch Moränen verhüllt ist. Der See stellt also ein Felsbecken dar; er durchschneidet in seinem gebogenen Verlauf, der noch an ein ehemaliges Flußtal erinnert, ein flaches Gewölbe der Plattenkalke des unteren Lias. Man kann die Schichten von einem Ufer auf das andere verfolgen, der See kann nicht durch eine Störung bedingt sein, man müßte denn einen Grabenbruch, genau dem See entsprechend, annehmen, von dem weder im Norden noch im Süden sich die Spur einer Fortsetzung zeigte. Der See bildet dagegen deutlich das Beispiel eines glazial übertieften Trogtales. Auf die Verengung des Tales durch eine Art Felsriegel nördlich der Höhenzahl 382 m folgt hier eine stärker übertiefte Strecke; wäre das Tal von einem schuttreichen Flusse durchströmt, so wäre der See wohl längst ausgefüllt und bildete einen „Boden".

Die glazialen Formen sind durch die postglaziale Erosion nur wenig verwischt worden. Noch eine lange Zeit dürfte es erfordern, bis der neu begonnene normale Zyklus zu demselben Reifestadium vorgeschritten sein wird, das die pliocänen Formen erreicht hatten.

Stratigraphie und Paläontologie.

In diesem Teil werden die im Aufnahmegebiet auftretenden Formationen in ihrer stratigraphischen Aufeinanderfolge und mit ihrem fossilen Inhalt ausführlich geschildert. Besondere Aufmerksamkeit ist der faciellen Ausbildung der Schichten in ihrem gegenseitigen Zusammenhang und den sich daraus ergebenden paläogeographischen Schlußfolgerungen zugewandt.

Der Hauptdolomit wird als ein „katharisches" Gestein im Sinne Salomons angesprochen, hauptsächlich aus Kalkalgen entstanden, deren organische Bestandteile das Material zu den Sapropelit-

1) Penck, A. i. E. Bd. 1. pag. 142.
2) Wilmer, l. c. pag. 34.
3) Wie ja auch die mächtigen Moränen bei Pusiano bezeugen.
4) Wilmer, l. c. pag. 34.

einlagerungen geliefert haben. Von den Versteinerungen werden *Neomegalodus Seccoi* Parona emend. Rassm. und *Neomegalodus* nov. spec. ind. eingehender beschrieben.

Die rhätische Stufe teilt sich in *Contorta*-Schichten und *Conchodon*-Dolomit. Der *Conchodon*-Dolomit läßt in horizontaler Erstreckung drei Facies unterscheiden: die dolomitische, die Riffkalkfacies und die oolithische. Der Riffkalk der Corni keilt nach Westen vollständig aus. Er ist als ein ehemaliges Korallenriff anzusehen, was auch mit der Fauna in Einklang steht. Die oolithischen Kalke werden als Küstenbildungen der Korallenriffe aufgefaßt, eine Annahme, die sich auf die chemischen Untersuchungen Lincks über die Entstehung von Oolithen gründet. Die Rifffacies der Corni umfaßt nur das obere Rhät, im Westen des Comersees setzt sie dagegen schon früher ein, im Osten am Albenza macht die wechselnde Rifffacies einer gleichmäßigen Decke von liegendem Dolomit und hangendem Kalk Platz.

Der untere Lias wird nach dem Beispiel Kroneckers am Albenza zum erstenmal gegliedert. Das Hettangien zeigt drei Facies, die stets eine Beziehung zu der Facies des Liegenden erkennen lassen. Die „Grenzbivalvenbank" überlagert die Kalk- bzw. Oolithfacies des Rhät. Sie stimmt petrographisch und faunistisch mit der von Kronecker am Albenza nachgewiesenen Ausbildung überein; weitere Vergleiche der Fauna mit der der Nordalpen und anderer Gebiete stellen ihre chronologische Einreihung sicher. Nicht nur faunistisch, sondern durch faciell äquivalente Bildungen sind in den Nordalpen in den von Hahn aus der Kammerkar-Sonntagshorngruppe beschriebenen Schichten anzutreffen.

Eine zweite Facies des Hettangien wird durch graue Kalke über hellen Dolomiten repräsentiert, sie enthält eine Ammonitenfauna und zwar nur kleine verkieselte Jugendformen. Sie steht der Hierlatzfacies der Nordalpen am nächsten. Im allgemeinen scheint die Rifffacies des Lias in den lombardischen Alpen von Westen nach Osten bis in immer höhere Horizonte anzuhalten.

Bei der dritten Facies des Hettangien gehen die dunklen Kalke der *Contorta*-Schichten allmählich in die dunklen Kieselkalke des Unterlias über. Diese setzen in der Alta Brianza den Hauptteil des unteren Lias zusammen und erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. Im Sinemurien sind Arietenschichten als Fleckenkalke ausgebildet. Sie liefern Ammonitensteinkerne, meist Arieten, neben denen eine neue Species von *Lytoceras* zu erwähnen ist, die *Lytoceras Brancai* benannt wird. Die Fleckenkalke, wie überhaupt die dunklen Kalke des lombardischen Unterlias zeigen eine bemerkenswerte Analogie mit den „Fleckenmergeln" der Nordostalpen. Beide sind auch durch den mitteleuropäischen Charakter ihrer Fauna gekennzeichnet. Diese Tatsachen sind im Vergleich mit den entsprechenden Bildungen der Dauphiné im Norden und von Cuneo im Süden der Zentralmassive für die Rekonstruktion der Isopen des Liasmeeres von Wichtigkeit.

Der untere Mittellias (Charmouthien) besteht noch aus denselben Gesteinen. In einer heteropischen Einlagerung in der Val Molina fand sich eine aus Ammoniten, Brachiopoden und Gastropoden bestehende Fauna, die leitende Formen des unteren Charmouthien enthält.

Eine andere Facies des Mittellias stellt der Marmo rosso der Bicicola dar, der nach seiner schon von Meneghini beschriebenen Fauna den ganzen Mittellias umfaßt. Als äquivalente Bildungen in den Nordalpen sind die roten Cephalopodenkalke des Hagengebirges anzusehen.

Der obere Mittellias, das Domeriano, ist auf der Karte besonders ausgeschieden. Er ist durch die helle, häufig bunte Farbe seiner Gesteine ausgezeichnet und verschmilzt nach oben oft ohne deutliche Grenze mit dem hangenden Oberlias. Die Mächtigkeit ist wechselnd, aber stets gering. Nur die reichlich vorhandenen Versteinerungen von Ammoniten machen stets eine Abgrenzung möglich. Dieselbe Fauna

ist trotz der Verschiedenheit der lithologischen Ausbildung durch ganz Italien bis Calabrien verbreitet.

Die Facies der roten tonreichen Mergelkalke, die schon im Domeriano mehrfach auftritt, gewinnt im Oberlias völlig die Oberhand. Dem häufigen Vorkommen von Ammonitensteinkernen verdankt die Schichtgruppe den Namen Ammonitico Rosso. Die wechselnde Mächtigkeit beruht, wie beim Domeriano, hauptsächlich auf tektonischer Verquetschung. Bemerkenswert ist eine Einlagerung von dunklen Schiefern am Südhang des Cornizzolo, die dem Lias ε entsprechen. Neben der Adneter Facies kommt, auf das westliche Corno beschränkt, auch die Facies der roten Cephalopodenkalke vor. Die Fauna des Oberlias stimmt völlig mit der der Adneter Schichten der Nordalpen überein.

Der untere Dogger (Alénien) ist fast nie von dem liegenden Oberlias zu trennen. Doch beweisen die Fossilbefunde, daß der oberste Teil des Ammonitico Rosso schon dem Dogger angehört. Die spärliche Fauna umfaßt beide Abteilungen des Alénien, wie der Fund von *Ludwigia Murchisonae* Sow. beweist. Der Annahme Vaceks, der untere Dogger fehle und die *Sowerbyi*-Zone transgrediere, fehlt daher die Grundlage. Die Lias-Doggergrenze ist auch nicht, wie heute in Italien üblich ist, unter der *Sowerbyi*-Zone zu ziehen, vielmehr zwingen die faunistischen Veränderungen, die Grenze, Leopold von Buchs Beispiel folgend, unter die *Opalinus*-Zone zu legen. Denn der Wechsel der marinen Faunen zwischen Toarcien und Alénien tritt im ganzen Mediterrangebiet überaus deutlich hervor, wie durch Beispiele aus den Feltriner Alpen, Zentralapennin und Ungarn belegt wird.

Die Facies des Ammonitico Rosso ist nicht nur in den Nord- und Südalpen, sondern von Griechenland bis Spanien, von Ungarn bis Algerien im Mittelmeergebiet verbreitet. Ueberall überlagert der Rosso Ammonitico sehr verschiedenartig ausgebildete Schichten der tieferen Liashorizonte, eine Erweiterung und Vertiefung des Mittelmeeres zur Oberliaszeit andeutend.

Der Rosso Ammonitico wird von den Aptychenschichten überlagert. Die Grenze ist fast stets durch eine Folge von reinen rotbraunen Hornsteinbänken bezeichnet. Diese Radiolarite werden zusammen mit den Aptychenschiefern allgemein als Tiefseesedimente aufgefaßt. Für die Entscheidung dieser Frage ist das Vorkommen einer Breccie, die aus eckigen Bruchstücken liassischer und rhätischer Gesteine besteht, von Wichtigkeit. Sie entspricht der „Hornsteinbreccie“ Wähners im Sonnwendgebirge. Eine tektonische Entstehung als Dislokationsbreccie erscheint in dem hier beobachteten Auftreten ausgeschlossen. Die Fauna der Aptychenschichten ist außer an Radiolarien sehr arm, nur einige Fossilfunde von anderen Lokalitäten der lombardischen Alpen erlauben, sie in das Bajocien bis Kimmeridgien zu stellen.

Der oberste Teil der Aptychenschichten bildet zusammen mit den liegenden Schichten der Majolica das Tithon. Dies wird durch Versteinerungen, vor allem verschiedene Pygopen bewiesen. Daneben kommen leitende Belemniten vor, Aptychen sind sehr häufig. Noch unbestimmt ist die systematische Stellung einer neuen Cephalopodenform *Diploconus? striatus* nov. spec. Auch seltene und schlecht erhaltene Ammoniten wurden gefunden und zwar in roten Knollenkalken, die die Facies des Ammonitico Rosso im Tithon wiederholen und damit Anklänge an die Venetianer Ausbildung bieten.

Die Majolica, ein weißer dichter Kalk, der von zahlreichen gefalteten, dunklen Tonhäutchen durchsetzt wird, umfaßt die Stufen vom Tithon bis Barreme, die sich petrographisch, wenn auch nicht mit genügender Schärfe, voneinander scheiden lassen. Ca. $^5/_6$ der Mächtigkeit werden von dem reinen weißen Kalk gebildet und gehören dem Valanginien und Hauterivien an, wie durch einzelne Ammoniten an anderen lombardischen Fundorten festgestellt ist. Im Aufnahmegebiet fanden sich nur Belemniten.

Die oberen Schichten, die sich grau färben und in dunkle Mergelschiefer übergehen, vertreten nach Analogie mit den scisti neri des Albenza, das Barreme. Sie bilden das normale Hangende der eigentlichen neokomen (i. e. S.) Majolika und stellen keine besondere Facies dar.

Ohne Diskordanz lagern bunte Mergel darüber, die von flyschartigen Gesteinen bedeckt werden. Es liegt daher kein Grund vor, mit De Alessandri zwischen dem Barreme und den bunten Mergeln eine Schichtlücke anzunehmen. Sie sind nicht transgredierende Bildungen, sondern vielmehr als das Ergebnis einer Regression des Meeres anzusehen. Lokal mögen auch schon Aufwölbungen bis an die Meeresoberfläche stattgefunden haben, worauf das Konglomerat von Biandronno und die Breccie von Calolzio hinweisen.

Ablagerungen der obersten Kreide und des Tertiärs fehlen im Aufnahmegebiet. Die Facies der Pliocäntone im Vorland bestätigt die auf morphologischem Wege gewonnenen Schlüsse über die weit fortgeschrittene Abtragung vor der Eiszeit. Die glazialen Ablagerungen gehören zwei verschiedenen Eiszeiten an. Es lassen sich Alt- und Jungmoränen unterscheiden. Eine Ueberlagerung beider Moränen, die durch eine Verwitterungsschicht getrennt sind, ist am Leecoarm des Addagletschers bei Galbiate zu beobachten. Andere Altmoränen mit gekritzten Geschieben sind am Südhang des Cornizzolo verbreitet. Sie wurden von Taramelli für Villafranchiano gehalten. Auch im Ravellatal sind sie vorhanden. Moränen der letzten Eiszeit sind überall verstreut. Die höchsten Erratica finden sich häufig auf Pässen. Sie lehren, daß die obere Gletschergrenze höher lag, als man bisher annahm: nördlich Valmadrera erreichte sie noch über 1100 m. Von dort senkte sich die Gletscheroberfläche mit stärkerem Gefälle zum Barro. Am Ausgang aus den Gebirgstälern bildete die Gletscheroberfläche eine Art Flexur, was wohl auf die flächenhafte Ausbreitung in der Ebene, die schnelle Abschmelzung und die geringere Höhe des Untergrundes zurückzuführen ist. Auch in der Vall'Assina zwischen den beiden Hauptgletscherarmen des Como- und Leccosees scheint die Eisoberfläche niedriger gelegen zu haben. Fluvioglaziale Bildungen nehmen die Valmadrera ein, Lakustroglazial ist schon von Corti am Lago di Garlate beschrieben worden.

Tektonik.

Die bisher betrachteten Schichten von der norischen Stufe bis zur jüngeren Kreide sind gestaut, überschoben und zerbrochen. Der Charakter des Gebirgsbaues meines Aufnahmegebietes, der Alta Brianza, ja der ganzen lombardischen Alpen wird durch Stauung und damit verbundene Ueberschiebung bedingt. Als Ursache der Gebirgsbildung müssen wir einen von Norden drängenden tangentialen Schub annehmen. Brüche, obwohl in nicht unbeträchtlicher Anzahl vorhanden, bilden nur einen nebensächlichen, man könnte petrographisch sagen, akzessorischen Bestandteil der Tektonik, und zum großen Teil sind sie wohl durch die Stauung selbst hervorgerufen, nur ein Ausdruck derselben horizontal wirkenden Kräfte, deren Ergebnis ich im folgenden zu schildern versuchen werde.

Ein aufrechtes Gewölbe begrenzt die Alta Brianza gegen die im Süden nur aus Kreide und Tertiär bestehenden Falten der von Moränen überschütteten niederen Brianza und bildet damit die Grenze der Alpen gegen ihr Vorland. Von Como herstreichend, ist es in dem tiefen Querschnitt des Lago Segrino als flaches Liasgewölbe aufgeschlossen. An den steilen Ufern treten die flach fallenden Bänke des Liaskalkes ungemein deutlich hervor. Die Steilheit der Wände war es vielleicht, die Becker bewog, einen Teil der Bänke zum *Conchodon*-Dolomit zu rechnen und danach den Kern dieses Gewölbes als

rhätisch anzusehen, eine Deutung, die petrographisch und paläontologisch unmöglich ist[1]). Der flache, breite Gewölbescheitel bildet am Westufer den Mte. Scioscia (671 m), am Ostufer fallen die Bänke vom Cornizzolo flach nach Süden, um dort, wo die Straße nach Carella den See verläßt, mit wenig steilerem Fallen (30—40°) unter die Moränen bei Carella-Mariaga unterzutauchen und dann wohl in gewaltige Tiefen unter die Poebene zu versinken. Am Nordende des Sees etwa bei der Casa Magni senken sich die Schichten nach Norden zum Ravellatal. Im W des Lago Segrino sinkt dieses Gewölbe immer tiefer und wird immer flacher[2]), daher ist es dort ganz aus Unterlias gebildet.

Nach O hebt sich die Achse stärker — alle tektonischen Achsen neigen sich ja von der Val Sassina bis zur Val d'Intelvi nach W[3]). Am Cornizzolo taucht das Hettangien, darunter der *Conchodon*-Dolomit auf. In kurzem Abstande folgen die *Contorta*-Schichten, die hier nur eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit haben, denn schon bei der Ruine (1206 m) tritt der liegende Hanptdolomit zutage. Liegt dies zum Teil sicher in der Faciesänderung des Dolomit begründet, so hat wohl auch die Tektonik dazu beigetragen. Ein Teil der Schichtfolge ist wohl vom Gewölbescheitel in die Schenkel abgerutscht und gedrängt. Diese Deutung gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit, wenn wir den petrographischen Charakter der Gesteine in Rechnung ziehen. Die zum Teil als Schiefer, sonst als Mergelkalke und tonige Kalke entwickelten *Contorta*-Schichten, die jedem Druck nachgeben, liegen eingezwängt zwischen dem über 1000 m mächtigen harten Hauptdolomit im Liegenden und dem ungeschichteten Dolomitklotz des oberen Rhät und Hettangien im Hangenden, der dann noch von zähen Kieselkalken und Hornsteinlagen des Unterlias bedeckt wird. Eine weitere Ursache ist wohl auch darin zu suchen, daß das Gewölbe sich östlich des Lago Segrino steiler aufrichtet und intensivere Stauungserscheinungen zeigt, die auch auf eine Zunahme der Pressung hinweisen. So beobachteten wir am Südhang des Cornizzolo, wenn wir der Val Molina aufwärts folgen, nachstehendes Schichtfallen: bis etwa 600 m 60° S, darauf vermindert sich dasselbe auf ca. 40° in gegen 800 m, nimmt bis auf 10—20° in 850 m ab, um bei 1000 m und höher wieder auf 45° zu steigen, mit anderen Worten in ca. 850 m zeigt sich eine Einbiegung des Südschenkels, eine Art beginnender Mulde. Der verstärkte Tangentialschub hat die Tendenz, auf gleicher Fläche eine größere Anzahl von Falten zu bilden. Zugleich wird das Gewölbe unsymmetrisch. Der Südschenkel nimmt ein steileres Fallen an, das in den Jura- und Kreideschichten am Südrande auf 70—80° steigt. Eine Erklärung liegt nahe: das ist die Wirkung des weniger gehobenen Vorlandes, das das Gewölbe hinabzieht. Ob dies die einzige Ursache ist, möchte ich erst später untersuchen, wenn ich die starken, hier auftretenden Komplikationen, Verschiebungen und Verquetschungen behandle. Kehren wir zum Gewölbescheitel zurück. Die Schichten des Cornizzologipfels fallen schon nach Süden; die Gewölbebiegung ist östlich vom Gipfel zwischen Alpetto (1029 m) und Ruine (1206 m) in dem gut gebankten Hauptdolomit prächtig erhalten. Doch nur wenig weiter östlich ist sie schon von der Erosion entfernt. Die Schichten des Kammes des Mte. Rai (1261 m) fallen nach N, mit steilem Absturz brechen die Schichtköpfe des zerklüfteten Hauptdolomits zur Valle dell'Oro nach S ab, mit den horizontalen Bänken einer gigantischen Mauer gleichend. Der ganze Gewölbekern mit der Gewölbebiegung ist wieder in den zerrissenen Felsen des Corno Birone erhalten. Es ist erstaunlich, in wie vollendeter Biegung die dicken Bänke des spröden Hauptdolomits gefaltet sind, der bei der Stauung doch wohl höchstens mit einer Schichtdecke von 2 km Mächtigkeit (Rhät bis jüngere Kreide einschließlich) belastet war, also

1) Vgl. oben.
2) Schmidt, l. c.
3) Vgl. Physiographie. S. 7.

der Erdoberfläche verhältnismäßig nahe war. Allerdings kann man sich wohl vorstellen, daß bei genügendem Druck die einzelnen Körnchen des Gesteines — es ist ja ausgesprochen zuckerkörnig — sich verhältnismäßig leicht aneinander verschieben und mit Hilfe der Bergfeuchtigkeit wieder zusammenheilen, so daß in diesem Fall wohl rupturelle Faltung von bruchloser Faltung kaum zu unterscheiden wäre. Deutlich ist die schöne Biegung des Nordschenkels vom Mte. Barro, die des Südschenkels von der Val Molinata zu erkennen. Die Asymmetrie dieses Gewölbes steigert sich in den hangenden Schichten, die im Südschenkel diskordant, durch Verwerfungen geschieden, aneinander grenzen. In diesem stehen die Schichten senkrecht, während das Rhät im Nordschenkel (Prasanto, Val Molinata) nur mit ca. 45° einfällt. Senkrecht stehen die Schichten auch am Ostrand der sie unterbrechenden breiten Furche der Val Madrera, während der Nordschenkel, hier nur noch aus Hauptdolomit bestehend, wiederum nur ein mäßiges Nordfallen zeigt. Hier hat die Stauung wieder ein größeres Ausmaß erreicht; an Stelle der einen Falte sind zwei getreten. Eine Rhätmulde, der das Tal vom Barrogipfel über die C. Bianca zur Val Madrera folgt, hat sich dem Hauptdolomit eingeschaltet, keilt aber bei dem Sattel nördlich des Gipfels wieder aus. Doch hat die verstärkte Kraft nicht zwei normale Gewölbe geschaffen, sondern das schon vorher asymmetrische Gewölbe nach Süden überschoben. Auch die nördliche Rhätmulde wird im Norden und Süden von Verwerfungen begrenzt. Am Ostufer der Adda ist an Stelle der Ueberschiebung eine nach Süd stark überkippte Antikline getreten, und diese Pizzo-Antikline bildet somit die Fortsetzung des Pesuragewölbes.

Betrachten wir jetzt etwas eingehender den Südschenkel dieses Gewölbes. Er ist, wie ich schon oben sagte, durch Schichtverdrückungen und Ausquetschungen in den hangenden Schichten ausgezeichnet. Ob die liegenden Schichten des Lias und Rhät von ebensolchen Störungen betroffen sind, verbietet meist der gleichartige petrographische Charakter dieser Schichten zu entscheiden. Am Lago Segrino, wo das Gewölbe noch flach ist, fallen auch die hangenden Schichten noch flach ein. Bei den Häusern von Corneno ist unter der mächtigen Moränendecke des glazialen Mündungstrichters von Erba flach südfallender Aptychenschiefer aufgeschlossen. Doch schon an der Valle Nuova (nördlich Pusiano) fällt die Majolica steiler ein. Von der Val Piazza bis zur Querverwerfung westlich Val Molina ist die ganze Schichtreihe vom Mittellias bis zur jüngeren Kreide vorhanden, mit 60—70° nach S bis SW fallend. Aber auch hier fehlen schon Teile der einzelnen Schichten. So wird an der Val Piazza der Aptychenschiefer fast nur durch rote Hornsteine vertreten. Oestlich der eben erwähnten Verwerfung werden Ausquetschungen einzelner Schichtkomplexe oder ganzer Stufen die Regel. Am rechten Ufer der Val Molina folgen auf Majolica Hornsteinbänke des Aptychenschiefers, wenige Bänke Domeriano, dann Unterlias. Am linken Ufer schaltet sich allmählich Ammonitico Rosso ein, und an dem Wege ist in 600 m etwa wieder die ganze Schichtfolge vom Tithon bis zum Unterlias erhalten, wenn auch alle Glieder in reduzierter Mächtigkeit, so der ganze Aptychenschiefer nur ca. 10 m, Ammonitico Rosso 5 m mächtig, so daß man auch hier Verdrückungen annehmen muß. Zur Val Ceppelline vervollständigt sich dann die Schichtfolge, bis sie dicht östlich der Val Varea durch eine Querverwerfung abgeschnitten wird, jenseits welcher nordfallender unterer Unterlias auf die steil südfallende Majolica und Tithon überschoben ist. Oestlich einer neuen Verwerfung erhebt sich der Sasso Bicicola, wie oben erwähnt, eine völlig andere Faciesentwicklung des Charmouthien. Nur einen Haufen von großen Blöcken bildend, rechts und links von Verwerfungen umgeben, ragt der rote Fels als eine sichtbare Klippe empor, auffällig an die tektonischen Klippen in den Nordalpen erinnernd. Eine mächtige Schutthalde verbirgt die hangenden Schichten, so daß ich nicht feststellen konnte, ob diese vorhanden sind. Oestlich des oben

erwähnten Bruches, der den Sasso Bicicola im O begrenzt, tritt völlig anormale Lagerung auf. Hier lagert sehr steil südfallende jüngere Kreide unmittelbar an fast saigerem Unterlias. Die Grenze ist zwar von Moränen verdeckt, und der sorgfältige Anbau verwehrt leider jeden Aufschluß, doch würde wohl wenigstens die Majolica auf dem Acker durch weiße Kalkstücke sich verraten. Eine neue Querverwerfung östlich von Cariola schneidet auch dieses Stück ab. Jenseits treten meist in senkrechter Stellung jüngere Kreide, Majolica, Ammonitico Rosso, Domeriano und Unterlias auf. Dann schaltet sich der Aptychenschiefer dazwischen ein. Doch sind die Schichten stark reduziert, in dem oben erwähnten Alénienaufschluß ist die ganze Reihe von Aptychenschiefer, Alénien, Oberlias und Domeriano nur 10 m mächtig (das Fallen beträgt 80° S). Nun keilen wieder Ammonitico Rosso und Domeriano aus, und oberhalb Capanna Roncaglia legt sich der Aptychenschiefer direkt an den Unterlias. Wenig weiter östlich keilt auch er aus, und bei Civate grenzt Majolica an Unterlias. Auch die Mächtigkeit der harten Majolica ist, wie man leicht aus der Karte ersieht, auf dieser ganzen Strecke auf einen Bruchteil (ca. 20 m) reduziert. Die Ausdehnung des Unterlias wächst dagegen auf das Dreifache an, die Schichten biegen nach Norden aus und drängen den liegenden *Conchodon*-Dolomit in die gleiche, zum Gesamtstreichen schief verlaufende SW-NE-Richtung. Der ca. W-E streichende Hauptdolomit hat anscheinend diesem Druck widerstanden und stößt daher schief auf die obengenannten Schichten, so daß das dazwischen liegende Rhät an Mächtigkeit stark abnimmt und am Anfang des Orrido fast ganz ausgequetscht ist. Doch kurz darauf breitet sich das Rhät wieder aus, an einer Verwerfung schneidet es gegen den Hauptdolomit ab und bildet so ein Dreieck, die Basis der Val Madrera, die Spitze dem Orotal zugekehrt. Jenseits Val Madrera hat die Mächtigkeit des Rhät, auch des *Conchodon*-Dolomit und Unterlias noch zugenommen. Dort biegen sie fast in die senkrechte Richtung, nämlich WNW-ESE um. Doch sind es weniger die Schichten, die diese Biegung ausführen, nur die Grenzen, die meist von Verwerfungen gebildet werden, streichen in diesem Sinne. Die Kontakte sind mehr oder weniger, wie auch im W der Val Madrera, anormal und mit dem Schichtstreichen diskordant. So kommt auch die eigenartige Verzahnung zustande, die wir an der Grenze von *Conchodon*-Dolomit und Unterlias am Mte. Barro beobachten. Der Unterlias springt in Ecken gegen den *Coachodon*-Dolomit vor, wie es besonders schön in dem Steinbruch nördlich Sala aufgeschlossen ist. Der Unterlias grenzt im Süden meist an Majolica wie bei Civate. An der Eisenbahn beobachtet man dazwischen noch Mittellias. Stellenweise sind Fetzen von Aptychenschiefer erhalten wie bei Sala und am Bach östlich Camporeso, und auch nur an diesen beiden Stellen ist Tithon vorhanden.

Im S lagert sich am ganzen Südschenkel konkordant die jüngere Kreide an, ein mächtiger Komplex flyschartiger Gesteine. In diesem nimmt die Tektonik schnell ruhigere Formen an, das Fallen wird flacher, an der Straße westlich C. Saidano (südlich Sala) beträgt es nur noch 50° S 15° W. So bildet sich hier der Uebergang zu der einfachen Tektonik der später angegliederten Falten des Vorlandes.

Wir müssen die Grenze des Vorlandes gegen die eigentlichen Kalkalpen hier als eine Flexur von mindestens 1000 m Ausmaß betrachten. Die jüngere Kreide, die im Ravellatal in 800—1000 m Höhe sich befindet und über dem Gewölbescheitel der Pesuraantiklinale sich wohl in 1800—2000 m fortsetzte, sinkt an der Randflexur steil nach S ab, um nicht wieder an der nur noch in ca. 200 m Meereshöhe gelegenen Oberfläche der Brianza hervorzutauchen. Die südlich folgenden Falten werden von Santonian gebildet.

Die Ursache des verwickelten Baues des Südschenkels, der zahlreichen Querverwerfungen und Schichtlücken ebenso wie des asymmetrischen Baues des ganzen Gewölbes wird man in dem relativen

Absinken des Vorlandes suchen. Bei der steilen, oft saigeren Stellung der Schichten erscheint es verständlich, wenn zahlreiche Glieder, besonders die plastischeren, mit Schiefer wechsellagernden, gewissermaßen herabgerutscht sind zwischen den feststehenden Mauern der unterliassischen Kieselkalke und der kompakten Kalke der Majolika, die, wenn auch reduziert, doch meist erhalten sind. Für dieselbe Ursache scheinen auch die Querverwerfungen zu sprechen, und besonders die Tatsache, daß diese nur auf die Randflexur beschränkt sind und sich in das Gewölbe nicht weiter fortsetzen. Bei der stärkeren Heraushebung des Gebirges selbst gegenüber dem Vorlande, zerriß die Monoklinale in einzelne Blöcke, die nun leichter dem Zuge nachgeben konnten. Aber diese in vertikaler Richtung wirkende Kraft dürfen wir nur als eine Komponente ansehen, die andere Komponente wirkte in horizontaler Richtung. Das beweisen horizontale Rutschstreifen, die ich an Stellen starker Ausquetschung beobachtete. In dem mehrfach erwähnten Alénienaufschluß westlich Roncaglia fand ich auffällige Horizontalverschiebungen mit starken horizontalen Rutschstreifen. Dazu war reichlich Kalkspat ausgeschieden, der ganz von diesen Rutschstreifen bedeckt ist. Ebenso bemerkte ich nur horizontale Rutschstreifen an der Verwerfung zwischen Majolica und Domeriano am Mte. Barro, die an der Eisenbahn bei Cà di Sala aufgeschlossen ist. Nur durch horizontalen Druck erklärbar erscheint mir auch die oben erwähnte Verzahnung von Unterlias und *Conchodon*-Dolomit am Barro, mit der diese beiden Formationen ineinander gepreßt sind. Auf Tangentialschub weist auch die oben erwähnte beginnende Muldenbildung im Unterlias der Val Molina und noch mehr die Ueberschiebung bei Suello hin. So ist vielleicht die Frage nicht ganz unberechtigt, ob wirklich alle oben erwähnten Querverwerfungen als solche, d. h. vertikale Verschiebungen zu betrachten sind, und ob nicht etwa einzelne von ihnen Blattverschiebungen seien. Rutschstreifen, die allein eine Entscheidung ermöglichen, konnte ich hier leider nicht feststellen.

Der Nordschenkel des Pesuragewölbes fällt im allgemeinen mit mäßiger Neigung, ca. 40–50°, nach N ein. Manchmal wird das Fallen auch steiler, bei dem *Conchodon*-Dolomit des steilen Felsens südlich Miro, der die Höhenzahl 885 m trägt, beträgt es ca. 60°. Im Ravellatal westlich San Miro sind die unterliassischen Plattenkalke von zahlreichen kleinen Störungen betroffen, das Fallen ist im einzelnen unregelmäßig, Spezialfaltung und kleine Verwerfungen treten auf. Das ist wohl der Einfluß der hangenden Schuppen von Canzo. Ein Phänomen verdient besondere Beachtung. Steigt man vom Kamm des Mte. Rai zu den Alpi Alte (1086 m) ab, so beobachtet man folgendes Profil: In ca. 1050 m an der Val di San Miro wird der Hauptdolomit von sehr fossilreicher Rhätlumachelle, der unteren sogenannten *Bactryllium*-Zone angehörig, überlagert, darüber folgt etwa 10 m mächtiger Hauptdolomit, dann wieder fossilführende Rhätlumachelle, ca. 4 m mächtig, dann Hauptdolomit 2 m, dann wieder Rhät, auf dem die Alpe steht, und das den Prasanto zusammensetzt. Es greifen also, wie die Karte zeigt, Keile von unterem Rhät und Hauptdolomit ineinander, die nach oben und unten bald auskeilen. Unteres Rhät und Hauptdolomit sind miteinander „verfaltet“, wenn ich diesen Ausdruck hier anwenden darf, den Alb. Heim für das Ineinandergreifen der alpinen Zentralmassive und Sedimentzonen geprägt hat. Eine solche Verfaltung bietet auf der Karte dasselbe Bild, das sich hier im Kleinen zeigt. Diese Verfaltung, die nach N einfällt, setzt einen kräftigen Druck von Norden voraus, mit einem Zuge oder entgegengesetzt einem Drucke von Süden erscheint sie unvereinbar.

An das Pesuragewölbe schließt sich eine nach S überliegende Mulde an, die ich, weil sie meist vom Ravellabach durchflossen wird, Ravellamulde benennen möchte. Sie zeichnet sich durch starke Ueberschiebungen und vielfachen Schuppenbau aus; ich will sie daher erst später, wenn ich diese im Zusammenhang beschreibe, behandeln.

Ein regelmäßigerer Schichtenbau beginnt erst wieder mit den Plattenkalken im Nordschenkel der Ravellamulde. Diese sind unter dem Corni nur in geringer Mächtigkeit (meist ca. 20 m) vorhanden, nehmen aber im W einer Querstörung bei Alpe Bertalli eine vielmal größere Mächtigkeit an. Das Fallen ist stets nach N gerichtet. Sie werden überlagert von dem mächtigen Riffe[1]) des *Conchodon*-Dolomits, der die Corni di Canzo zusammensetzt. Das Auftreten der starren Kalkmassen gibt hier zu einer besonderen Tektonik Anlaß. Am Corno mediano, dem höchsten der drei Hörner (1373 m), stehen die Bänke des *Conchodon*-Dolomits senkrecht oder fallen sogar sehr steil nach S ein und wölben sich dann in weitem Bogen zu einer aufrechten Antiklinale, deren Nordschenkel bis zum beginnenden Gewölbescheitel eben das Corno mediano bildet. Folgt man dem Kamm nach W, so bemerkt man dort wiederum eine Umbiegung der Schichten, diesmal in entgegengesetztem Sinne. Es ist der Südschenkel der Gewölbebiegung derselben Antiklinale — im Corno mediano ist dieser an zwei Querverwerfungen ein wenig vorgeschoben, wie man leicht in den hangenden Juraschichten feststellen kann —. Dieses scheinbare aufrechte Gewölbe ist aber tatsächlich eine umgekippte Mulde, wie man erkennt, wenn man sich die denudierten Schichten rekonstruiert. Das zu dieser Mulde gehörige, vollständig nach S überschlagene Gewölbe ist von der Erosion entfernt, wenn es überhaupt regelmäßig ausgebildet und nicht ganz verquetscht war[2]). Nur der Mittelschenkel ist in der gegen S konvexen Wölbung am westlichen Corno erhalten. Die Decke der Juraschichten ist vollständig abgetragen, so daß man nicht zu beurteilen vermag, ob sie demselben Bau sich fügten oder diskordant an der Spezialfalte abstießen.

Am Nordabhang der Corni wird das Fallen des *Conchodon*-Dolomits flacher, mit sehr flachem Fallen legen sich im NO — besonders bei den Alpen in 1197 m — die *Contorta*-Schichten darüber. Ihnen folgt im N der Hauptdolomit. Am Kontakte der weichen *Contorta*-Schichten mit dem starren Hauptdolomit treten neue Verwicklungen auf. Der harte Hauptdolomit ist in die nachgiebigen Kössener Mergel hineingedrängt und hat sie emporgepreßt, so daß an der Grenze beider Gesteine der Hauptdolomit, der das Rhät überlagern müßte, darunter einfällt. So bilden die *Contorta*-Schichten eine flache sekundäre Mulde. Diese ist zwischen Corno und Moregallo gut zu beobachten. Hier, wo sich die ebenen Grasflächen der Alpi di Pianezza in ca. 1200 m Höhe erstrecken, überlagern die Kössener Schichten mit flacher Neigung den *Conchodon*-Dolomit, bei der untersten Alpe (1175 m) besonders gut aufgeschlossen. Zur Grenze gegen den Hauptdolomit hin fällt das Rhät nach SW. Der Hauptdolomit fällt an dem Vorsprung nördlich der oberen Val di Moreggie mit 50° unter das Rhät ein. Im Tal selbst kann man die Grenze beider Schichten mit ungefähr demselben Einfallen verfolgen. Jenseits des Passes, der zur Val Boa führt, wird das Fallen steiler, in ca. 1000 m senkrecht, nur ein schmales, kaum 50 m mächtiges Band saigerer Kössener Schichten ist zwisehen *Conchodon*-Dolomit und Hauptdolomit eingeklemmt, bis im SO wieder normale Lagerung eintritt.

Nördlich der Spezialfaltung der Corni erhebt sich der Hauptdolomit zu einer Antiklinale. Diese bildet also das der Ravellamulde entsprechende Gewölbe, an die es sich im W wie im E der Corni direkt anlegt. Vom See aus ist die Tektonik am besten zu erkennen. Bei Parè al lago bildet der gut gebankte Hauptdolomit eine etwas nach S überliegende Mulde. Es ist die Fortsetzung der Ravellamulde. Der Südschenkel fällt sehr flach nach S bis SW, das ganze niedrige Hauptdolomitgebiet bis zum Sasso di Preguda und Mte. Forcellina wird von flachlagernden Schichten eingenommen. Im N

1) Vgl. oben.

2) Dieses überstürzte Spezialgewölbe erinnert an ähnlich gebaute Falten in den Nordalpen, z. B. Marwies-Gloggeren im Säntis. Vgl. Heim, Das Säntisgebirge. 1905.

biegen sie in senkrechte, zum Teil nach S überkippte Stellung um. Senkrecht stehen die Schichten am See bei den ersten Kalköfen, und diese senkrechten Schichten bilden in ihrem Fortstreichen nach W die 500 m hohen Steilabstürze, mit denen der Moregallo nach S abbricht. Nördlich des Gipfels fallen die deutlich erkennbaren Bänke mit ca. 40° nach N ein. Der Moregallo bildet also ein asymmetrisches Gewölbe mit senkrechtem Südschenkel und flachem Nordschenkel. Dieses Moregallogewölbe ist, nach W fortstreichend, zum Teil (auf den Pianezze) von mächtigen Moränen verhüllt. An der Val Cavalletto aber ist der Kontakt mit dem Rhät des Mittelschenkels aufgeschlossen. Senkrechter Hauptdolomit grenzt mit einer Verwerfung an steil nordfallendes unteres Rhät mit Fossilien. Auch nach W wird der Hauptdolomit hier von einer Verwerfung abgeschnitten, und das Rhät der beiden Schenkel vereinigt sich. Hier bestätigt sich wieder das Gesetz, daß verändertes Gestein, besonders mächtige Riffkalke, eine veränderte Tektonik hervorrufen. Das Hauptdolomitgewölbe ist durch den gesteigerten Druck von N zwar stark asymmetrisch geworden, hat ihm aber nicht so weit nachgegeben, daß es sich stärker nach S überlegte. Der Hauptdolomit des Mittelschenkels überlagert daher nicht konkordant die nordfallenden Rhätschichten, sondern legt sich in saigerer Stellung mit einer Verwerfung ihnen an. Im N der Pianezza beträgt die Neigung des Hauptdolomits 50° nach N bis NW. Wir befinden uns also wieder im flacheren Nordschenkel des Moregallogewölbes. Der Nordschenkel wird von *Contorta*-Schichten überlagert, denen die Val Criarolo folgt. Die Neigung der Rhätschichten verflacht sich, und auf diese legt sich flach nordfallender *Conchodon*-Dolomit. Wo sich in diesen Bäche eingegraben haben, da tritt das liegende Rhät wieder zutage. Nach W zeigen nur einzelne Buckel, die aus den Anschwemmungen der Vallategna hervorragen, sein Fortstreichen nach Visino an. Konkordant liegt der Unterlias darüber. Spiegel und Rutschstreifen, die in dem kleinen Steinbruche bei dem Heiligenbilde halbwegs zwischen Visino und Osigo zu beobachten sind, deuten wohl nur auf lokale Schichtverschiebungen.

Der Unterlias von Asso stößt an einer sehr steil N einfallenden Verwerfung ab, wie schon Schmidt[1]) feststellte. Zufällig fand ich durch einen Neubau den Kontakt aufgeschlossen. Der ca. 70° N einfallende Plattenkalk wird von einer wellig verlaufenden, steil einfallenden Rutschfläche des *Conchodon*-Dolomits abgeschnitten [der von Schmidt und Becker als Hauptdolomit angesprochen war[2])]; an einigen Stellen sind beide auch ineinander geknetet. Dieser *Conchodon*-Dolomit ist die Fortsetzung des Zuges Candalino-Visino. Die Verwerfung nimmt also hier die Stelle der Moregalloantiklinale ein. Diese war ja an der Val Cavalletto an Verwerfungen abgesunken, das hangende und liegende Rhät hatte sich vereinigt, der liegende *Conchodon*-Dolomit war faciell ausgekeilt. An der Verwerfung von Asso ist nun auch das Rhät abgesunken. Der *Conchodon*-Dolomit von Le Cappelletto (N Asso) wird wieder von Plattenkalken überlagert, die zuerst ca. 30—45° N fallen. Diese bilden dann eine Synklinale, die an der Straße nach Bellagio zu erkennen ist. Nördlich von Megna (670 m) fallen die Schichten meist mäßig nach ONO, über Visino nach N und über Osigo nach NW, so daß man auf eine flach-schüsselförmige Lagerung schließen muß. Auf dem Gipfel des Mte. Megna selbst (1052 m) ist das Fallen flach N gerichtet. Daneben kommen zahlreiche lokale Unregelmäßigkeiten in der Lagerung dieses einförmigen Schichtenkomplexes vor, auch Verwerfungen, z. B. über Osigo.

Das im vorigen in den Hauptzügen entworfene Bild des Faltenbaues der südöstlichen Alta Brianza hat bereits einige Beispiele kennen gelehrt, die auf einen verstärkten Tangentialdruck von N her hinwiesen. Gewölbe und Mulden, und zwar nicht nur das Randgewölbe, waren asymmetrisch stets

1) Schmidt, l. c. pag. 513.
2) Vgl. oben.

gegen S geneigt. Auch Verfaltung hatte stattgefunden. Aber der Schub von N hat sich noch vermehrt, die Falten wurden zerrissen und gewaltige Schichtkomplexe nach S überschoben. Die Ueberschiebungen, die stellenweise zu einem vielfachen Schuppenbau gesteigert sind, bilden das wesentliche und charakteristische Element des Gebirgsbaues dieses Gebietes. Sie bestimmen die Leitlinien der Tektonik. Sie gewähren uns auch Aufschluß über die Intensität und Richtung der Kräfte, und der Schuppenbau gibt den sicheren Beweis, daß nur ein Schub von N die Ursache dieser Stauungen gewesen sein kann, durch einen Schub von S, eine Unterschiebung gewissermaßen, oder andererseits einen Zug oder eine Zerrung von einer einsinkenden Scholle im S ist er nicht erklärbar.

Die Ravellamulde bildet eine von Canzo gegen Lecco sich erstreckende Ueberschiebungszone, die sich jenseits des Sees infolge des Einfallens der tektonischen Achsen nach W in tieferen Schichten, Esinokalk bis Rhät, fortsetzt und dort die von Philippi beschriebene[1]) Resegoneüberschiebung bildet. Nach W ist sie besonders von Schmidt[2]) über Caslino, zum Teil zu Schuppen gesteigert, bis Brunate über Como verfolgt.

Betrachten wir die Ueberschiebung zuerst an einem Punkte, wo ihr Bau weniger verwickelt erscheint, so beobachten wir an der Alpe Grassa (725 m), etwa halbwegs zwischen Canzo und den Corni, folgendes Profil, wenn wir unten im Ravellatal beginnen: Im Mittel ca. 45° N einfallender Plattenkalk des Unterlias, dem Nordschenkel des Pesuragewölbes angehörig, wird von wenig mächtigem Mittellias (ca. 10 m), dieser von ebenso reduziertem Ammonitico Rosso (10 m), dieser von Majolica (ca. 20—40 m) überlagert, die die Kuppe (732 m) südlich A. Grassa zusammensetzt. Der Aptychenschiefer ist zwischen Majolica und Ammonitico Rosso ganz ausgequetscht, die anderen Schichten ersichtlich reduziert. Darüber sind dann an dem Maultierpfad von Alpe Grassa nach Canzo dicht unterhalb der Alpe dunkelrote Schiefer aufgeschlossen, die bei Canzo durch roten Jaspis vertreten werden und sich dadurch als Jura erweisen. Diese, die ebenso mit ca. 50° N einfallen, zeigen zahlreiche Rutschflächen, an denen Kalkspat auskristallisiert ist, Schrammen und Fältelung, kurz sie scheinen stark gequält. An der Alpe folgen darüber in geringer Mächtigkeit Mergelschiefer und Schiefer mit einzelnen Sandsteinbänken, zur jüngeren Kreide gehörig. Der Aptychenschiefer ist mit der hangenden Kreide auf Majolica überschoben. Das Profil ist also Kreide—Jura—Kreide. Der Muldenkern ist erst mit der jüngeren Kreide als der jüngsten Schicht erreicht. Oberhalb der Alpe an der Straße wird die jüngere Kreide von Ammoniten führendem Domeriano überlagert, stets mit mäßigem Nordfallen. Ueber diesem folgt dann der mächtige Unterlias, der den Kamm im N bildet. Auch das Domeriano zeigt normale Mächtigkeit. Es ist also hier Mittellias auf untere Oberkreide überschoben. Diese ungleich bedeutendere Ueberschiebung als die eben erwähnte des Muldenkerns nimmt die Stelle des Mittelschenkels ein, eine Erscheinung, die bei einer aus Faltung hervorgegangenen Ueberschiebung durchaus die Regel ist[3]). Der Mittelschenkel ist vollständig ausgequetscht.

Folgen wir nun dem Muldenkern nach W, so treten dort weitere Verwicklungen auf. Wenig westlich der Alpe Grassa schaltet sich zwischen Majolica und überschobenen Aptychenschiefer Ammonitico Rosso ein, übrigens ein weiterer Beweis — außer der gequälten und verdrückten Beschaffenheit — dafür, daß der Aptychenschiefer nicht das normale Hangende der Majolica, sondern daß dieser, nicht die jüngere Kreide überschoben war, die ja durch eine Lücke getrennt ist. An der alten Straße von

1) Philippi, Lecco und Resegone.
2) Schmidt, l. c., vgl. Beckers Karte und Bonarelli, l. c.
3) Z. B. A. Heim und Margerie, Dislokationen der Erdrinde.

Alpe Grassa nach Casa Castello bei Canzo, an der allerdings das Anstehende fast stets durch Moräne verhüllt ist, schiebt sich nun schon vor dem Hause in 617 m in die Majolica ein Band Ammonitico Rosso ein, so daß wir folgendes Profil erhalten: Ammonitico Rosso – Majolica — Ueberschiebung — Ammonitico Rosso — Majolica — Ueberschiebung — Ammonitico Rosso — Aptychenschiefer — jüngere Kreide — Hauptüberschiebung — Mittel- und Unterlias. Der Muldenkern wird also von zwei Schuppen eingenommen. Nach W hat der Schub eine immer stärkere Intensität angenommen und jenen vielfachen Wechsel von Majolica und Ammonitico Rosso bewirkt, den schon Schmidt, Bonarelli, Becker und Paravicini studiert haben [1]).

Ueber dem Mittel- und Oberlias, in den das Ravellatal eingeschnitten ist, erhebt sich die unterste Steilwand, aus sehr flach nordfallender Majolica gebildet. Dazwischen fand ich kaum 1 m mächtige Fetzen von jurassischem Hornstein. Darüber zeigt sich eine mit Bäumen bewachsene Terrasse. Sie wird von Ammonitico Rosso gebildet, der meist von Moräne verhüllt ist; dieser ist die Fortsetzung des vorher erwähnten Ammonitico-Rosso-Bandes, dem der Weg von C. Castello nach Haus 617 m und der Alpe Grassa folgt. Darüber erhebt sich eine zweite Steilwand aus Majolica, unter der der liegende Ammonitico Rosso öfters aufgeschlossen ist. Darüber ist eine neue Terrasse von Ammonitico Rosso, darüber eine dritte Majolicawand, eine dritte Terrasse, darüber eine vierte niedrigere Wand von Majolica (nur ca. 10 m mächtig), darüber wieder Ammonitico Rosso. Das oberste vierte Majolicaband keilt nach Osten in 700 m aus, und Ammonitico Rosso IV und V vereinigen sich. Darüber lagert Aptychenschiefer, dann jüngere Kreide, die es mir gelang auch hier im Liegenden des Mittellias festzustellen; sie bildet die Fortsetzung der jüngeren Kreide von Alpe Grassa. Ueber sie ist dann wieder Mittel- und Unterlias überschoben. Insgesamt tritt also Ammonitico Rosso hier fünfmal auf, durch vier Bänder von Majolica getrennt und von jüngerer Kreide überlagert. Der Muldenkern besteht also hier aus vier Schuppen von Ammonitico Rosso und Majolica, die durch vier flach nordfallende Ueberschiebungen getrennt sind [2]). Die ganze Mulde wird dann an der Hauptüberschiebung über der jüngeren Kreide von Mittel- und Unterlias überschoben. Es sind also zusammen fünf nordfallende Ueberschiebungen hier vorhanden, die einen außerordentlich intensiven Schub von Norden her beweisen.

Nach W keilen die Ammonitico-Rosso-Bänder aus, und die Majolica vereinigt sich zu einer einzigen hohen Steilwand. Auch der hangende Ammonitico Rosso und Aptychenschiefer keilen aus, und die Majolica wird von der an 10 m mächtigen jüngeren Kreide überlagert, über der ca. 50° N fallender Mittellias liegt, ebenso im W, wie gerade bei C. Bianca (524 m) aufgeschlossen. Vielleicht hängt diese Aenderung des Baues mit der Umbiegung des Streichens der Ueberschiebungszone zusammen. Die

1) Schmidt hatte das doppelte Auftreten von Majolica unter dem Unterlias bei C. Bianca erkannt und richtig durch zwei Ueberschiebungen gemäß ihrem sehr flachen Fallen erklärt, l. c. pag. 513. — Bonarelli, der ebenfalls den doppelten Wechsel von Kreide und Jura erkannt, nahm dazwischen eine steile Verwerfung an, l. c. pag. 94. — Becker zeichnet auf seiner Karte viermal Jura (Ammonitico Rosso und Aptychenschiefer) getrennt durch dreimal Kreide ein. Die beiden oberen Jurabänder verbindet er fälschlicherweise im W und läßt sie direkt an *Conchodon*-Dolomit und Lias grenzen. Da eine Erklärung zu der Karte nicht erschienen ist, und die Tektonik auf ihr nicht dargestellt ist, so kennen wir seine Auffassung über die Tektonik dieses Wechsels nicht. — G. Paravicini hat in einem kurzen Aufsatz: Contribuzione alla conoscenza geologica dell'Alta Brianza. 1899, der, in Mailand als Manuskript gedruckt, mir daher erst später dort zugänglich wurde, ein Profil gegeben, in dem er einen vierfachen Wechsel von Giura-Lias (Ammonitico Rosso und Aptychenschiefer) und Creta zeichnet, die er durch drei steile Verwerfungen, er spricht ausdrücklich von „faglie", trennt. Die oberste Majolica grenzt mit einer vierten Parallelverwerfung an Rhät.

2) Steile Verwerfungen anzunehmen, wie Bonarelli und Paravicini (der übrigens nur drei Verwerfungen erkannt hatte, vgl. vorige Anm.), verbietet das flache Einfallen.

konkave Biegung hat vielleicht die Entfaltung der Kraft gehindert, sehen wir doch stets die stärksten Kraftwirkungen an der konvexen Seite sowohl ganzer Gebirge wie einzelner Faltenzüge und tektonischer Leitlinien. Im Hangenden der Majolica tritt östlich vom Cimitero von Canzo wieder Aptychenschiefer mit Hornstein auf, ebenso steht Radiolarit im N der Villa Magni an, die sich auf den Majolicafelsen erhebt. Er beweist die Zugehörigkeit dieses ganzen Schieferzuges (ca. 10 m mächtig) bis zur A. Grassa zum Aptychenschiefer. An dem Wege nach Scarenna konnte ich wieder die hangende jüngere Kreide feststellen. Es wäre interessant, wie weit sie sich noch nach W fortsetzt. Von Schmidt ist sie weder hier noch dort erwähnt, und Bonarellis sorgfältige Karte hat sie nicht verzeichnet. Hier hat sie dank ihrer plastischen, flyschartigen Beschaffenheit jedenfalls eine geeignete Ueberschiebungsfläche dargeboten.

Verfolgen wir die Ueberschiebungszone von unserem ersten Profil bei Alpe Grassa nach O, so beobachten wir, daß sie den Ravellabach kreuzt. Die mächtige Moränenbedeckung verwehrt fast jeden Aufschluß. Oestlich der Mündung des nördlichen Nebenbaches überlagern in geringer Mächtigkeit Domeriano (3—5 m) und Ammonitico Rosso den ebenfalls sehr reduzierten Unterlias des Pesuranordschenkels, wenig östlich legt sich Aptychenschiefer darüber. An der Mündung des westlichen Baches von Alpe Bertalli überlagert diesen die jüngere Kreide. Wir dürfen annehmen, daß sie sich nach W ununterbrochen fortsetzt und nur durch Moräne verdeckt ist. Wir schließen also, daß nur die Hauptüberschiebung sich nach O fortsetzt. Im Muldenkern scheint Majolica zu fehlen, die jüngere Kreide wird von der vollständigen, allerdings sehr ausgedünnten Schichtreihe des Muldenschenkels vom Unterlias bis zum Jura unterlagert. Die Tektonik ist also offenbar noch einfacher als an der Alpe Grassa geworden, hier ist auch die letzte Ueberschiebung im Muldenkern verschwunden.

Nun greift aber eine plötzliche Veränderung Platz. Eine N-S verlaufende Störung bei Alpe Bertalli setzt der mächtigen Unterliasausbreitung im Hangenden der Hauptüberschiebung eine Grenze, dieser wird auf einen Bruchteil seiner Mächtigkeit im W reduziert, statt dessen steigt die Mächtigkeit der liegenden jüngeren Kreide auf ein Vielfaches. Diese Störung besteht aus zwei nordsüdlichen Parallelverwerfungen[1]), zwischen denen sich ein zum Teil außerordentlich gestörter Schichtkomplex befindet. Die westliche Querverwerfung verläuft in einer nicht ganz geraden Linie an der rechten Seite (W) des Baches westlich A. Bertalli. Im W stößt an dieser der größte Teil des Unterlias ab. Doch ca. 30 m unter seiner oberen Grenze (975 m) hört die Verwerfung auf und ein schmaler Liasstreifen (kaum 20 m mächtig) setzt sich ebenso wie der hangende *Conchodon*-Dolomit ungestört nach O fort. Steigt man nun von A. Bertalli zwischen den beiden Bächen den Abhang hinauf, so beobachtet man folgendes Profil (vgl. Spezialkarte 1 : 10 000): An der Alpe verbirgt die Schuttbedeckung wohl jüngere Kreide, darüber finden wir in 800 m aufgeschlossen:

	Majolica	2 m	
	Hornstein des Jura	2 „	
	Ammonitico Rosso	2—3 „	} östlich mit einer Verwerfung angrenzend Majolica
(Ant.)	Unterlias	3 „	

1) Paravicini l. c. nimmt eine Verwerfung zwischen dem *Conchodon*-Dolomit der Corni und dem Sinemuriano im W an, indem er auf das veränderte Aussehen des Kammes hinweist. Ich habe bereits oben erwähnt, daß sich der *Conchodon*-Dolomit der Corni ungestört am Nordabhang des Kammes fortsetzt. Paravicini läßt den Unterlias an dieser Verwerfung enden und erst im O von Lecco wieder auftreten. Er hat offenbar, zum Teil nach dem Beispiel von Beckers Karte, den Unterlias mit Rhät und *Conchodon*-Dolomit verwechselt, bei A. Grassa anscheinend auch den letzteren mit Domeriano.

Dieser nach oben verknetet mit Ammonitico Rosso
und Aptychenschiefer
(Syn.) Darüber wieder ein Fetzen jüngere Kreide
Aptychenschiefer.

Dann folgt eine Gehängebreccie und Schutt, die keinen Aufschluß gestatten. Wir können dieses Profil als eine vollständig verdrückte Spezialfaltung oder Fältelung deuten: auf eine Antikline mit einem Kern von Unterlias folgt eine Synklinale mit einem Kern von jüngerer Kreide. Von ca. 850 m ist dann folgendes Profil aufgeschlossen:

?Majolica (am rechten Ufer)
flach nordfallender { Aptychenhornstein / Ammonitico Rosso / Unterlias
Ueberschiebung
Majolica mit Tithon
Roter Jurahornstein ca. 6—8 m mächtig
Ammonitico Rosso nur ca. 3 m
Unterlias, der sich nach E und W fortsetzt,
Conchodon-Dolomit ebenso.

Dieses obere Profil entspricht dem, welches Schmidt pag. 514 bei der Alpe Bertalli gibt[1]), nur daß die Schichtenreihe tatsächlich vollständiger ist, das Gelände ist aber sehr unzugänglich und mit oft undurchdringlichem Buschwerk bewachsen. Im Mittelschenkel — den Muldenkern bildet die jüngere Kreide bei und unterhalb der Alpe — tritt also hier außer intensiver Spezialfaltung wieder eine Ueberschiebung auf.

Rechts (westlich) des östlichen Baches bei Alpe Bertalli begrenzt die zweite Verwerfung diese verwickelte Struktur. Oestlich stößt an sie die jüngere Kreide, die nun in der Ravellamulde eine außerordentliche Mächtigkeit erreicht, an 200 m gegen ca. 10 m im W der Verwerfungen. Sie fällt bei der Alpe mit ca. 40°, in 900 m Höhe mit ca. 60° nach N ein. Die Verwerfung endet in der oberen Majolica, die sich in geringerer Mächtigkeit (ca. 10 m) ebenso wie die hangenden Schichten nach E fortsetzt. Die Ueberschiebung wird also durch die östliche Verwerfung abgeschnitten. Der Mittelschenkel besitzt im Osten einen normalen Bau und besteht aus der regelmäßigen Schichtfolge von Majolica, die die jüngere Kreide des Muldenkerns konkordant überlagert, bis zum Mittel- und Unterlias.

Die zwischen den beiden Verwerfungen gelegene Scholle stellt einen gewissen Uebergang dar. Im W fehlt der Mittelschenkel vollständig und wird durch eine Ueberschiebung ersetzt, zwischen den Verwerfungen ist der Mittelschenkel vorhanden, aber von einer Ueberschiebung betroffen, im O endlich ist der Mittelschenkel ohne Störung und vollständig vorhanden; die einzelnen Schichten sind natürlich, wie stets im Mittelschenkel liegender Falten, stark ausgedünnt. Im W ist die Mächtigkeit der jüngeren Kreide sehr gering (an 10 m), zwischen den Verwerfungen steigt sie auf ein Mehrfaches — wie aus der

1) Nämlich bei der Alpe: Biancone und Scaglia
Ammonitico Rosso und Aptychenschiefer
zum zweiten Male: Biancone
Plattenkalklias am Südfuß der Corni.

Karte ersichtlich, reicht sie von der A. Bertalli am westlichen Bache bis zur Einmündung in den Ravellabach — im Osten endlich ist ihre Mächtigkeit auf das ca. 20-fache gewachsen.

Steigen wir das Ravellatal aufwärts, so verhindern die mächtigen Schutthalden und Felsstürze hauptsächlich des *Conchodon*-Dolomits fast jede Beobachtung, doch konnte ich westlich unter dem Corno mediano folgendes Profil sicher feststellen: Jüngere Kreide, die Glimmersandsteine und Mergelschiefer werden oben von den bunten Schiefern und Mergeln der unteren jüngeren Kreide überlagert, darüber

Majolica, 2 m mächtig,
Jurahornstein, 2 m mächtig,
Ammonitico Rosso 6—8 m,
Mittel- und Unterlias ca. 15 m.

Der Mittelschenkel ist also stark verquetscht, aber alle Schichten sind vorhanden. Eine Ueberschiebung hat hier nicht stattgefunden[1]). Derselbe Bau setzt sich nun nach O fort, in der Val Gatton konnte ich an verschiedenen Stellen dasselbe Profil nachweisen, zum Teil in etwas größerer Mächtigkeit, und so bleibt es bis zum Ausstreichen der Ravellamulde. Unter den Corni ist der Mittelschenkel von einigen Battverschiebungen geringen Ausmaßes durchsetzt, auf die schon Paravicini hinwies, das Corno mediano erscheint ein wenig nach S vorgeschoben.

Hatte der Mittelschenkel der Ravellamulde einen verhältnismäßig einfachen Bau, so ist auffälligerweise der Muldenschenkel durch starke Störungen ausgezeichnet. Bei Alpe Piotti liegt unter der jüngeren Kreide des Muldenkerns am Bach Majolica mit Tithon, 37° N fallend, darunter jurassischer Hornstein, 50° N fallend, darunter fossilführender Unterlias, Mittel- und Oberlias sind ausgequetscht. Ein wenig östlich des großen Weges, der von A. Piotti den Bach überschreitet, wird die Majolica von Unterlias überlagert, dieser von einem Fetzen Aptychenschiefer, darüber liegt wieder ein Fetzen Majolica, darüber wieder Aptychenschiefer und wieder Majolica, dann jüngere Kreide; Majolica liegt also dreimal übereinander. Es hat eine Ineinanderschiebung und Ineinanderknetung stattgefunden, die einen intensiveren Druck als im Mittelschenkel voraussetzt, etwas östlich sind wieder sämtliche Schichten von der Majolica bis zum Mittel- und Unterlias vorhanden. Dann keilt der Aptychenschiefer, darauf die Majolica aus, und am Paß 977 m vom Ravellatal zur Val Gatton wird fossilreicher Ammonitico Rosso von der 40° N fallenden jüngeren Kreide überlagert[2]). Südlich der Val Gatton schaltet sich wieder Majolica und Mittellias ein, Aptychenschichten konnte ich nirgends feststellen. In der Val Gatton haben also alle Ueberschiebungen aufgehört, an ihre Stelle ist eine regelmäßige nach S überliegende Mulde getreten, worauf schon Schmidt hinwies. Die Schenkel dieser Mulde sind zwar zum Teil stark verdrückt, aber Zerreißungen haben nicht stattgefunden, abgesehen vielleicht von dem wahrscheinlichen Fehlen der Aptychenschichten im Muldenschenkel. Der Muldenkern ist durch seine große Breite ausgezeichnet, besonders wenn man bedenkt, wie stark sonst mächtige Formationen wie Unterlias (auf 20—30 m) oder Majolica (auf 2—3 m) ausgedünnt sind. Doch ist die Mächtigkeit der jüngeren Kreide in der Val Gatton

---

1) Paravicini l. c. nimmt irrtümlicherweise einen direkten Kontakt von Kreide und Ammonitico Rosso einerseits, Ammonitico Rosso und *Conchodon*-Dolomit andererseits an, die er durch Verwerfungen trennt, und schließt daraus auf parallele „sollevamenti parziali".

2) Es liegt kein Grund vor, wie De Alessandri, l. c. pag. 293, die roten kalkigen Schiefer auf der Paßhöhe für oberen Jura zu halten und damit einen Jurastreifen in die jüngere Kreide einzuschieben. Fossilien fehlen darin vollständig, ebenso ist keine Spur des charakteristischen Jaspis vorhanden, petrographisch gleichen sie vielmehr durchaus den unteren Schichten der jüngeren Kreide, wie sie z. B. am Südrand des Pesuragewölbes entwickelt sind. Südlich Val Gatton konnte ich auch ihre Lage zwischen Majolica und den Glimmersandsteinen der höheren jüngeren Kreide sicher nachweisen.

wie in der Val Ravella wohl nicht ganz ursprünglich, sondern zum Teil durch Faltung verdoppelt. So beobachtete ich in der oberen Val Gatton in der jüngeren Kreide eine schöne nach S gerichtete Antiklinale. Auch andere Störungen sind in ihr nicht selten, bei C. Luera ist z. B. eine Verwerfung zwischen grauem und rotem Schiefer sichtbar. Fältelung ist in diesem plastischen Material selbstverständlich überaus häufig.

Wie ihr Bau nach Osten einfacher wird, so beginnt sich die Mulde im Streichen allmählich aufzurichten. Vor dem Ausstreichen der jüngeren Kreide in ca. 950 m maß ich in der liegenden Majolica des Muldenschenkels 40° N Fallen, der Mittelschenkel dagegen steht senkrecht. Zugleich beginnt die Mulde sich zu teilen. Der Hauptzweig, dem der eigentliche Muldenkern der jüngeren Kreide folgt, wendet sich ein wenig nach N. Eine Steilwand schneidet bald darauf diese Mulde ab, deren Achse in die Luft ausstreicht; hier sieht man deutlich, daß fast jede Asymmetrie verschwunden, der liegende *Conchodon*-Dolomit fällt im Südschenkel mit 35° N, im Nordschenkel mit 50° S ein. Bei C. Luera bildet sich in dem Südschenkel der Ravellamulde eine flache Einmuldung, die sich etwas nach S wendet. Ihr Kern wird von Ammonitico Rosso eingenommen, dessen rote Felsen sich nördlich der obersten Val Luera erheben. Nach O bricht sie mit den steilen Wänden des *Conchodon*-Dolomits ab, über die die Luera herabstürzt. Beide Mulden werden durch einen hohen Fels von *Conchodon*-Dolomit getrennt, der also einer Aufwölbung entspricht.

Diese Tendenz der Teilung erklärt wohl auch den eigenartigen Umriß, den das liegende Rhät gegen den Hauptdolomit zeigt. Die Rhätmulde springt nach S und N vor, erhält sich dann ein Stück in dieser Breite und bildet gegen NO bei C. Sambrosera und SW bei S. Tommaso je eine Ecke. Diese entsprechen wohl dem Ausstreichen der beiden Teilachsen, die ja, wie wir schon in den hangenden Schichten sahen, nach N und S etwas abbiegen. An diesen Ecken springt die Rhätgrenze dann wieder zurück, die Mulde verschmälert sich auf die Hälfte, um dann bei sehr flachem Einfallen nördlich Gianvacca auszustreichen. Die Tendenz zur Verbreiterung nach N und S findet in zwei Querverschiebungen ihren Ausdruck. Im Süden streicht eine Verwerfung von der Valle del Colle in NNW-Richtung zur Val Gatton. An dieser dringt das Rhät in den Hauptdolomit des Südschenkels ein, eine Erscheinung, die ebenso deutlich in dem Landschaftsbilde wie schon in der Isohypsenzeichnung hervortritt. Oestlich der Fontana del Tusè vorbeistreichend, quert die Verwerfung den Kamm, der, im W aus 40° N fallendem *Conchodon*-Dolomit bestehend, nun von Ammonitico Rosso gebildet wird. Der Unterlias ist hier stark geschleppt. Im N läuft sie in den Kreidemergeln aus. Diese Verwerfung fällt wohl senkrecht ein und erreicht ca. 100 m Sprunghöhe. Ebenso hat sich die Spannung im N in einer schwächeren Verwerfung westlich C. Sambrosera ausgelöst. Fällt das Rhät in den Muldenschenkeln mit ca. 45° ein, so verflacht sich das Fallen bei Gianvacca, wo das Rhät den Muldenkern einnimmt.

Bei diesem Ueberblick über den Bau der Ueberschiebungszone der Ravellamulde drängt sich sofort die Frage auf, wodurch der veränderte Bau im O und W der Verwerfungen von A. Bertalli zu erklären sei. Die Grenze des verwickelteren und des ruhigeren Baues fällt ungefähr mit der westlichen Grenze des *Conchodon*-Dolomits zusammen. Eine Annahme erscheint daher vielleicht nicht unwahrscheinlich. Der mächtige Riffkalkklotz der Corni hat dem Schub von N ein Hindernis geboten und seine freie Entwicklung beeinträchtigt. Im W haben die sehr gut geschichteten tonigen Plattenkalke und ebenso die hangenden mergeligen oder schieferigen Schichten ein geeignetes Material für die intensivsten Pressungen, Ausquetschungen und Ueberschiebungen dargeboten, und so zieht sich eine zum Teil mit Schuppen verbundene Ueberschiebungszone nach W bis Como; *Conchodon*-Dolomit tritt hier

nirgends auf. Im O hat dagegen das starre Riff der Corni, das ja nach W auskeilt, der Stauung einen Widerstand entgegensetzt, ihre Kraft hat sich in der oben beschriebenen Spezialtektonik erschöpft. So wurde der Mittelschenkel zwar sehr stark ausgedünnt, aber gewissermaßen festgehalten — nur einige unbedeutende Transversalverschiebungen fanden statt — und die jüngere Kreide konnte trotz ihrer plastischen Beschaffenheit so breiten Raum einnehmen, vor dem von N kommenden Druck durch die starre Mauer der Corni geschützt, während sie im W fast ganz ausgequetscht wurde und eine vortreffliche Gleitfläche abgab. So erklärt sich vielleicht auch, daß die Störungen und kleinen Schuppungen hier im Muldenschenkel auftreten. Die Kraft war hier weniger gehemmt als im Mittelschenkel.

Die Ueberschiebungszone setzt sich jenseits des Leccosees in der Resegoneüberschiebung Philippis fort, die, bei Lecco von Alluvium verdeckt, am Mte. Melina zuerst aufgeschlossen ist. Einmal ergibt sich dies aus der geradlinigen Fortsetzung, die die Resegoneüberschiebung von der Ravellaüberschiebung bildet, dann geht dies mit Sicherheit aus der vollständig gleichartigen tektonischen Stellung beider Ueberschiebungen hervor. Im S erstreckt sich die Pesura-Barro-Pizzo-Antiklinale, die ungestört vom rechten auf das linke Addaufer herüberstreicht, wie ich schon oben erwähnte. Hier gibt auch Philippi[1]) „eine weitgehende Symmetrie“ beider Talseiten zu. Nördlich folgt auf beiden Seiten des Sees eine Synkline, im W die Ravellamulde, im O überlagert dort, wo die Ueberschiebungsfläche aufgeschlossen ist, von La Cornedella zum Passo la Passata, den Hauptdolomit der Pizzoantiklinale Rhät und stellenweise ein schmales Band von *Conchodon*-Dolomit, also jüngere Schichten, d. h. nördlich der Pizzoantiklinale ist eine Mulde. Der Mittelschenkel dieser Mulde ist genau wie in der Ravellamulde durch eine Ueberschiebung ersetzt; das Rhät und der *Conchodon*-Dolomit werden von der Resegoneüberschiebung abgeschnitten. Nur am Mte. Melina wird diese Mulde vollständig durch die Ueberschiebung vertreten, eine Erscheinung, die ebenso an der Ravellaüberschiebung bei Brunate statthat. Es herrscht also vollständige Homologie im W und O des Leccosees. Der Charakter der Tektonik ist auf beiden Seiten derselbe, der Osten wie der Westen werden durch starke Ueberschiebungen gekennzeichnet; ich erinnere an die drei weiteren Ueberschiebungen, die ich feststellen konnte und unten beschreiben werde. Das verschiedene Alter der Schichten erklärt sich, wie so oft erwähnt, durch das Einfallen der tektonischen Achsen nach W. Der Leccosee stellt nicht, wie Benecke, Schmidt und andere Forscher (Baltzer, Repossi) annehmen und Philippi besonders zu begründen versuchte[2]), eine Blattverschiebung dar, sondern ist ein reines Erosionstal[3]). Eine weitere Begründung dieser Anschauung habe ich schon in der Physiographie[4]) gegeben. Es wäre eine interessante Aufgabe, zu untersuchen, wie sich die Grignaüberschiebungen in der Alta Brianza fortsetzen. An der Mündung der Valbrona ist wohl eine Verwerfung vorhanden; ob diese in Beziehung zur südlichen Grignaüberschiebung steht, oder sich jene südlich des Caval di Barni fortsetzt, mangelte mir leider die Zeit festzustellen.

Die Ravellaüberschiebung hatte, wie wir gesehen, bei den Corni aufgehört. Vielleicht, weil die Kraft dort durch den Widerstand des starren Riffkalkklotzes in ihrer freien Entfaltung gehemmt war,

1) Resegone. pag. 340.

2) l. c. pag. 339 ff., indem er eine verschiedene Tektonik auf beiden Talseiten nachzuweisen suchte und sich auf das auf beiden Talseiten verschiedene Alter der Schichten stützte.

3) Wie auch schon Becker, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, betonte, indem er dies allerdings zum Teil mit falschen Annahmen begründete.

4) S. 8.

haben hier Ueberschiebungen erst weiter südlich stattgefunden. Der untere Lias des Muldenschenkels der Ravellamulde wird von 40° N fallendem *Conchodon*-Dolomit unterlagert. Dessen Liegendes bilden die Schichten des oberen Rhät, Madreporenkalk und die sogenannte *Terebratula gregaria*-Zone, mergelige und tonige Kalke, zwischen denen in gewissen Abständen festere tonige Kalkbänke mauerartig im Gelände hervorragen. Diese bilden eine nach S überkippte Antiklinale. An dieser schließt sich im S eine scheinbar überliegende Synklinale an, die schon von Lecco aus prächtig sichtbar ist. Sie wurde daher auch von allen Beobachtern für eine Mulde angesehen. Betrachten wir die Lagerung genauer. Zu den eben erwähnten Rhätbänken noch gehörig fand ich am Nordrand der steil emporragenden Wände des scheinbaren Nordschenkels der Synklinale *Terebratula gregaria* Suess. An diese legen sich nach S, die eigentlichen Steilwände bildend, die saigeren bis steil N fallenden Kalkbänke. In diesen fand ich Madreporen, es ist also Madreporenkalk. Steigt man nun in dem Bach, der den Kern der scheinbaren Mulde durchfließt, aufwärts, so beobachtet man von ca. 1100 m, daß sich an den Madreporenkalk im S noch eine Mauer von *Conchodon*-Dolomit anlegt. Dieser ist auf dem Kamm in 1200 m Höhe kaum 10 m mächtig und enthält (nördlich Prasantogipfel) die oben erwähnten[1]) großen Conchodonten. Dieser Madreporenkalk und *Conchodon*-Dolomit verbindet sich über den Rhätkern — der *Terebratula gregaria*-Zone — mit denselben Schichten des Ravellamuldenschenkels zu einem nach S überkippten Gewölbe. Der Südschenkel der scheinbaren Mulde, der flach nach N einfällt und selbst wieder in Sekundärfalten zerknittert ist, besteht ebenfalls aus Madreporenkalk. Sein Liegendes bilden in regelmäßiger Folge die obere Rhätzone, die untere Rhätzone (sogenannte *Bactryllium*-Zone), die bei Alpi Alte fossilreich ist, und der Hauptdolomit des Nordschenkels des Corno Birone-Gewölbes. Der Muldenkern wird aber nicht aus Unterlias gebildet, wie man bei einer Mulde annehmen müßte, und Schmidt[2]) auch zeichnete, sondern aus schwarzen Schiefern und Mergeln des untersten Rhät. Der Muldenkern wird also anstatt von den jüngsten von den ältesten Schichten eingenommen. Es sind die typischen mit gelbbrauner Farbe unregelmäßig verwitternden Mergelkalke mit Fossildurchschnitten wie in der Valle dell'Oro, dazu schwarze Schiefer, alles die charakteristische Facies der *Bactryllium*-Zone. Diese Schichten fallen oben, wo die Mulde sich so stark verbreitert, ganz flach mit 20° nach N ein und stoßen an dem senkrechten *Conchodon*-Dolomit ab. Das Profil im Hangenden des Hauptdolomits ist also: untere Rhätzone, obere Rhätzone, Madreporenkalk des Nordschenkels des Corno Birone-Gewölbes, wieder untere Rhätzone, dann *Conchodon*-Dolomit, Madreporenkalk, obere Rhätzone des Südschenkels des nördlichen Gewölbes oder in Zahlen: 1, 2, 3, 1, 4, 3, 2, 3, 4. Man muß also zwischen 3 und 1 eine Ueberschiebung annehmen. Darauf weist auch die Sekundärfaltung des Madreporenkalkes des Corno Birone-Nordschenkels hin. Dieser ist durch den Druck der Ueberschiebung in flache Falten gelegt. Insgesamt bietet sich also folgendes tektonisches Bild: Auf dem Nordschenkel der Corno Birone-Antiklinale ist von N her eine zweite nach S überkippte Antiklinale überschoben. Zwischen beiden Antiklinalen liegen die Mergel und Schiefer des untersten Rhät, die ein vortreffliches Gleitmittel abgaben. Man kann sie nur als Kern einer dritten dazwischen liegenden ganz ausgequetschten Antiklinale auffassen.

Nach O ist die Fortsetzung der Prasantoüberschiebung durch die Erosion der tief eingegrabenen Val Molinata zerstört. Nach W keilt der *Conchodon*-Dolomit bald aus, und nur die Schichten der oberen Rhätzone grenzen aneinander, in denen die Ueberschiebung nicht mehr zu verfolgen ist. Sie keilt auch hier bald aus. Die westliche Fortsetzung der nördlichen Antiklinale kann man wohl in der

1) Vgl. Stratigraphie.
2) l. c. Profil 2.

kleinen nach S überkippten Antiklinale des *Conchodon*-Dolomits sehen, die man an der Steilwand zwischen 900 und 1000 m erkennt, wenn man den Weg von A. Piotti zum Prasanto hinaufsteigt. Dann keilt auch diese bald nach W aus.

Südlich der Prasantoüberschiebung hat sich im Südschenkel des Pesura-Corno Birone-Gewölbes eine weitere Ueberschiebung vollzogen, die ich, weil sie an die Val Varea grenzt, Varea-Ueberschiebung nennen möchte. Unterer Unterlias ist hier auf Tithon überschoben. Steigt man von der unteren Val Varea (nordöstlich Suello) den Abhang gerade nach N hinauf, so beobachtet man jüngere Kreide und Majolica mit fossilführendem Tithon im Liegenden. Das Fallen beträgt 70° S. Dieses Tithon wird vom Unterlias und zwar wahrscheinlich von seinen untersten Schichten[1]) überlagert, der ein fast zu dem der Majolica rechtwinkliges Einfallen zeigt. Er fällt flach, mit 30° nach N. Er wird überlagert von *Conchodon*-Dolomit, der teilweise in einer niedrigen Mauer aufragt, dieser von Madreporenkalk, dessen in einer Steilwand nach S abbrechende Schichtköpfe auf der Karte zwischen 600—700 m Isohypse deutlich gezeichnet sind. Darüber folgen dann die tieferen Glieder des Rhät. Das Einfallen bleibt stets 30—35° N. Diese flach N geneigte Scholle wird im O und W durch Verwerfungen gegen die normal S fallenden Schichten begrenzt: die Verwerfungen laufen nach N allmählich im Rhät aus und sind in diesem gleichförmigen Schichtenkomplex nicht mehr zu verfolgen. An der östlichen Verwerfung ist zugleich der Sasso Bicicolo abgesunken, der daher westlich an Majolica grenzt. Die überschobene Scholle wird durch eine andere N—S verlaufende Verwerfung zerlegt, westlich der der Unterlias und *Conchodon*-Dolomit mächtiger wird, und die Grenzen von *Conchodon*-Dolomit und Madreporenkalk in die Höhe rücken. Untersucht man die Lagerung des Rhät gerade im Norden dieser Ueberschiebung in der Valle dell'Oro, so erkennt man, daß dort die Rhätschichten wieder normal nach S mit ca. 60° fallen. Wie ist nun mechanisch diese Ueberschiebung zu erklären, deren nach S abbrechende Schichtköpfe auch in der Landschaft einen scharfen Gegensatz gegen die normal S fallenden Schichten im O und W darstellen? Man muß wohl annehmen, daß Rhät und Lias des Südschenkels des Corno Birone-Gewölbes zu einer gegen S gerichteten liegenden Falte zusammengeschoben wurden, dabei wurden sie, da ihre horizontale Ausdehnung dadurch — im Vergleich zu der normalen steilen Stellung der Schichten im Gewölbeschenkel — beträchtlich gewachsen war, auf die hangenden Kreideschichten überschoben, die vielleicht infolge des Zuges des tieferen Vorlandes ihr steiles Südfallen beibehielten. Die oberen flach N fallenden Rhätschichten der Ueberschiebungsscholle und die steiler S fallenden Rhätschichten der Valle dell'Oro verbinden sich also zu einer nach S etwas überkippten Mulde, die diese liegende Antiklinale mit dem Südschenkel der Hauptantiklinale des Corno Birone verbindet. Während nun z. B. bei der Mte. Barro-Ueberschiebung, wie im allgemeinen bei Faltenüberschiebungen, ein allmählicher Uebergang aus dem normalen Fallen durch senkrechtes in das überkippte Fallen stattfindet, ist hier dieser Uebergang durch Verwerfungen ersetzt, in schroffem Gegensatz grenzen normale an überschobene Schichten. Nur nach W findet ein allmählicherer Uebergang statt, der in der Val Varea selbst aufgeschlossen ist. Majolica und Tithon werden hier westlich der erwähnten Verwerfung von normal fallendem Aptychenschiefer, Ammonitico Rosso und Domeriano unterlagert. Darunter folgt Unterlias, der zuerst auch regelmäßig steil nach S einfällt, allmählich sich zu senksechter Stellung aufrichtet und dann in überkippte Lagerung übergeht. In 700 m wird er dann von N fallendem *Conchodon*-Dolomit — jetzt anstatt unterlagert — überlagert, dessen Hangendes dann die flach N fallenden Madreporenkalke bilden, die im Fortstreichen der östlichen liegen.

1) Vgl. Stratigraphie.

Nach Osten fortschreitend richten sich die Schichten zu senkrechter Stellung auf, unterbrochen von dem breiten Einschnitt der Val Madrera, bis im Mte. Barro der Gewölbekern nach S überschoben wird. Hier ist die Entstehung dieser Ueberschiebung sehr deutlich zu verfolgen. An der Val Madrera ist von N nach S folgendes Profil erkennbar: Hauptdolomit, Rhät (Azzarolaschichten sowie Madreporenkalk), über 400 m mächtig, *Conchodon*-Dolomit, ca. 150 m mächtig, und Unterlias, ca. 700 m mächtig, dann ein schmales Band Domeriano, dann Majolica. Die Schichten bis zum Unterlias einschließlich sind also in ihrer normalen Mächtigkeit vorhanden. Schreiten wir nun nach E fort, so beobachten wir, daß die Schichtkomplexe sich in dieser Richtung keilförmig zuspitzen. Die Grenzlinien sind Störungslinien, an denen die Schichten in anormalem Kontakt schief abstoßen. So verringert sich die Mächtigkeit stark nach O, und unter dem Albergo del Mte. Barro (723 m) keilt die an 600 m mächtige Schichtenreihe des Rhät und *Conchodon*-Dolomits aus. Der Hauptdolomit stößt nun unmittelbar diskordant an Unterlias. Der Hauptdolomit kippt dann nach S über und überschiebt allmählich den Unterlias. Nördlich Galbiate ist der Unterlias vollständig von der mächtigen Grundmoräne bedeckt, so daß auch sein Kontakt mit dem Hauptdolomit nicht aufgeschlossen ist. An dem Bach östlich C. Roncone (571 m) ist der Hauptdolomit dem Ammonitico Rosso schon bis auf 20 m nahegerückt. Dann verbirgt eine Gehängebreccie aus Hauptdolomit den weiteren Kontakt. Wir müssen annehmen, daß hier der überschobene Hauptdolomit an Domeriano grenzt. Dicht darunter tritt Ammonitico Rosso und Majolica auf. Der flach N einfallende Hauptdolomit springt weit gegen S vor. Seine Grenze ist zugleich die Grenze der Felsen und des bewachsenen Geländes. Der Aufschluß, der sich darunter befindet, besteht aus Majolica, die steiler einfällt, als der überschobene Hauptdolomit. Oestlich Taccolino maß ich 70° N. Die bei Sala senkrechten Schichten sind also hier auch überkippt. Den schmalen Raum zwischen Majolica und Hauptdolomit müssen wir dem Ammonitico Rosso und Domeriano zuweisen, die von Gehängeschutt verborgen sind. Der Vordergrund ist gleichfalls von Schutt bedeckt. Am Ostrande der Stirn der Ueberschiebung liegt vor dem Hauptdolomit ein schmales Band Unterlias, der von den jüngeren Schichten bis zur Majolica unterlagert wird, die an der Straße von Galbiate nach S. Alessandro bei Taccolino ansteht. Unter dem Hauptdolomit taucht nun im Osten der Unterlias immer mächtiger hervor, dessen mäßig N fallende (35° bei Torrette) Plattenkalke an der Straße von S. Alessandro und von Vignola nach Lecco aufgeschlossen sind. Darunter sind dann an beiden Straßen die jüngeren Lias-, Jura- und Kreideschichten vorzüglich aufgeschlossen. Diesseits der Adda grenzt die Ueberschiebungsscholle nur an unteren Lias, jenseits gewinnt der Unterlias noch bedeutend an Ausdehnung, wird dann von *Conchodon*-Dolomit und Rhät überlagert[1]), auf dem bei Belledo ebenso N fallender Hauptdolomit liegt. Die Ueberschiebung hat also hier ihr Ende gefunden. Die ganze Schichtenreihe vom Hauptdolomit bis zur Kreide bildet in regelmäßiger Lagerung den nach S überkippten Südschenkel der Pizzoantiklinale, der mit 30—40° N fällt. Während wir bei Vignola die nicht überschobenen Schichten vom Domeriano bis zur Kreide mit dem Auge vom rechten auf das linke Addaufer verfolgen können, tauchen die älteren Schichten allmählich unter der überschobenen Scholle hervor, bis am linken Addaufer wieder die regelmäßige Lagerung erreicht ist. Die Ueberschiebungsfläche entspricht also hier nicht einer Schichtfläche. Das unterscheidet sie deutlich von der Ravellaüberschiebung. Dort war die Hauptüberschiebung stets an die Schichtfläche der jüngeren Kreide geknüpft, die, dem Flysch der Nordalpen entsprechend, wohl eine prächtige Gleitfläche und zugleich ein gutes Schmiermittel abgegeben hatte. Hier schneidet die Ueberschiebungsfläche schief die Schichten vom Rhät bis zum Unterlias ab, die von der überschobenen

1) Vgl. die Karte Philippis.

Scholle in verschieden weiter Ausdehnung bedeckt werden. Darin stimmt die Barroüberschiebung mit der Vareaüberschiebung überein, auch dort war die Ueberschiebungsfläche eine tektonisch geschaffene Bruchfläche, die die liegenden Schichten diskordant abschnitt.

Die Lagerung bleibt am linken Addaufer überkippt, bis bei Erve zugleich mit einer Umbiegung des Streichens nach S die Schichten sich senkrecht stellen und dann in die normale Stellung, wie im W am Pesura, zurückkehren, so daß am Mte. Locone-Albenza beide Schenkel der Antiklinale mit 40° normal nach außen fallen [1]).

Wir können die Entwicklung der Barroüberschiebung mit einer nach S sich überschlagenden Welle vergleichen. Im W am Pesura, im O im Locone-Albenza eine aufrechte Welle, die Schenkel fallen normal auf beiden Seiten nach außen, dann legt sich die Welle nach S über, der Südschenkel steht senkrecht oder ist überkippt, bis sie sich am Mte. Barro überschlägt, und der Hauptdolomit weit nach S vordringt. Die überliegende Welle überschlägt sich im W schon einmal in der Vareaüberschiebung. Diese Entwicklung erscheint auch mechanisch notwendig, da die Kraft, wenn sie nicht auf einem größtem Kreise der ganzen Erdoberfläche wirksam ist, sondern räumlich beschränkt ist, natürlich ein Intensitätsmaximum aufweisen muß, von dem die Intensität nach beiden Seiten abnimmt. Das Maximum entspricht dem Ueberschlagen der Welle. Betrachten wir nun die geologische Karte, so drängt sich sogleich eine Erklärung dafür auf, warum dieses Maximum gerade am Mte. Barro und an der Val Varea erreicht war. Hier ist eine Lücke in der nördlichen Ueberschiebungszone. Im W hatte die gebirgsbildende Kraft in der Ravellaüberschiebung, im Osten in der Resegoneüberschiebung ihre Energie verbraucht, im S staute sie daher nur ein normales Gewölbe auf; in der Ravellamulde südlich der Corni und des Moregallo, wo sie, gehemmt, nur eine Mulde hervorbringen konnte, hatte sie in der südlichen Zone noch einen genügend großen Energievorrat, um nun hier Ueberschiebungen hervorzurufen. Eine Beziehung zwischen beiden Ueberschiebungszonen scheint also vorhanden zu sein: die Ueberschiebungen wechseln in der nördlichen und südlichen Zone miteinander ab.

Noch in anderer Hinsicht beweist hier, wie ich schon oben erwähnte, die Stauung eine größere Intensität. Dem Hauptdolomit des Mte. Barro ist eine Synklinale von Rhät eingeschaltet. Am Ostende des Steinbruches der Fratelli Maggi sind rhätische Kalke mit 75° oder flacherem NO Fallen aufgeschlossen; an den Hauptdolomit des Zucco di Buffalora, der die Fortsetzung des Gewölbekerns des Corno Birone bildet, grenzt das Rhät mit einer wohl ungefähr senkrechten Verwerfung. Der Kontakt verläuft unregelmäßig, so ist im Steinbruch eine Rhätfalte in den südlichen Hauptdolomit hineingepreßt. Das beweist wohl zugleich, daß die Verwerfung nicht durch vertikale Kräfte, sondern durch seitliche Stauung entstanden ist. Auch nach N ist die Rhätmulde durch eine Störung begrenzt, die wohl etwas nach N geneigt ist, da am Bach das Rhät etwas weiter nach N reicht, weil der hangende Hauptdolomit erodiert ist. Unter dem Barrogipfel ist die Lagerung sehr gestört. Der Hauptdolomit des Gipfels besteht aus einer flach nach S fallenden Scholle, die diskordant auf dem N fallenden Rhät liegt. Gerade nördlich vom Gipfel maß ich bei diesem das Einfallen mit 35° N, an das sich dann der Hauptdolomit nördlich des Sattels mit steilem Nordfallen anlegt. Diese auffällige Lagerung der Hauptdolomitscholle des Barrogipfels, die ein wenig an die eigentümliche Liasscholle auf dem Gipfel des Mte. Misma [2]) erinnert, ist wohl auch nur durch eine Ueberschiebung erklärbar. Die Stauung hat sich an der Barrosynklinale also nicht in regelmäßigen Falten, sondern in Brüchen ausgelöst. Die Ursache ist in dem petro-

1) Philippi, l. c. pag. 334 ff.

2) Alessandri, Sezioni geologiche attraverso il gruppo del Mte. Misma. 1904. Profil D.

graphischen Charakter des Hauptdolomits zu suchen, der sich wohl zu weiten Gewölben wie am Corno Birone biegen ließ, aber einer Zusammenpressung zu engen Falten nicht nachgeben konnte.

Die Frage, wo die Barrosynklinale im W ihren Anfang nimmt, ist schwer zu beantworten. Nach ihrer Streichrichtung, die gerade zu dem ausstreichenden Rhät bei S. Tommaso führt, könnte man daran denken, sie mit dem südlichen Ast der sich teilenden Ravellamulde in Verbindung zu bringen, von dem sie dann durch die Erosion der Val Madrera getrennt wäre. Jedenfalls erscheint bemerkenswert, daß die Zusammenstauung der Pesuraantiklinale zu zwei (oder mehr) Antiklinalen, wie am Prasanto und Barro, nur dort stattfindet, wo die Ueberschiebungszone im N aussetzt. Die Barrosynklinale keilt westlich des Gipfels aus, als im N die Resegoneüberschiebung beginnt. Die Pesuraantiklinale ist südlich der Ravellaüberschiebung einfach. Nur nach O findet eine flache Einbiegung statt (vgl. oben), die aber nicht mit der starken Stauung am Prasanto und Barro zu vergleichen ist.

Eine Art der Faltung ist in den Südalpen häufig behauptet worden, die, um Albert Heims[1]) Worte zu gebrauchen, „dem Prinzip des Wellenblechs doch allzusehr zuwider zu laufen“ schien. Ich meine die sogenannte Querfaltung. Sie ist von Tamarelli[2]) und Deecke[3]) ebenso wie von Philippi[4]) für das im Osten des Sees gelegene Gebiet angenommen worden, und Becker[5]) behauptet, sie ebenso an den Corni beobachtet zu haben. Die beiden Musterbeispiele von Querfaltung, Burkhardts sich durchkreuzende Falten nördlich des Klöntales und die querstreichenden Sedimentzonen des Tessiner Massivs, haben durch die Ueberfaltungstheorie eine andere Erklärung — durch das Ausstreichen der übereinander lagernden Decken — gefunden[6]). Wenn man in Rechnung zieht, daß die Falten dieses zweiten, das Hauptsystem durchkreuzenden Systems „meist flach“ sind, Ueberkippungen und Ueberschiebungen nie vorkommen[7]), so liegt es nahe, diese Querfaltung nur als ein Auf- und Abschwingen der Faltenachse zu betrachten, die in der wechselnden Intensität der Stauung selbst begründet liegt, da die stauende Kraft doch nicht ein großes Areal in gleichförmiger Intensität überspannen kann, sondern Punkte stärkerer Intensität durch solche schwächerer abgelöst werden müssen, an denen die Falten dann weniger hoch aufgewölbt werden. Eine die Richtung der ursprünglichen Kraft durchkreuzende zweite Kraftrichtung erscheint hierzu nicht erforderlich. Ich habe in der Alta Brianza nirgends eine Andeutung von Querfaltung beobachten können. Eine Fältelung der Schichten in der Streichrichtung scheint dagegen nicht selten zu sein (z. B. im Ravellatal unterhalb S. Miro), wovon auch A. Heim jüngst ein Beispiel gegeben hat[8]).

Haben uns bisher zwar nicht nur Faltungen und Ueberschiebungen, sondern auch Brüche beschäftigt, so erschienen diese drei Bewegungsarten der Erdrinde doch so eng miteinander verbunden, daß es nicht einmal in der Darstellung geraten schien, sie getrennt zu behandeln. Genetisch schienen sie alle wesentlich durch tangentiale Kräfte bedingt zu sein, wenn wir die Frage nach der Entstehung der Randzone noch unentschieden lassen. Daneben spielen die Aeußerungen radial wirkender Kräfte eine geringere Rolle. Echte Verwerfungen sind nicht sehr häufig.

Der bedeutendste vertikale Bruch verläuft im N des Moregallo. An ihm ist das Rhät und Unterlias im N abgesunken, so daß Unterlias unmittelbar an den Hauptdolomit angrenzt. Von der 900 m-Iso-

1) Heim, Ueber die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. 1906. pag. 399.
2) Taramelli, Schizzo orografico del foglio. XXIV.
3) Deecke, Beitrag zur Kenntnis der Raibler Schichten in den lombardischen Alpen. 1895.
4) Philippi, l. c. pag. 338, sowie Grigna pag. 668.
5) Becker, Lecco und Grigna. 1897.
6) Lugeon, Les grandes nappes etc. 1901. pag. 784; A. Heim, l. c.
7) Philippi, Grigna. pag. 668.
8) Heim, Ein Profil am Südrand der Alpen usw. 1906.

hypse des Kammes westlich Val Moreggie verläuft diese Längsverwerfung ungefähr westöstlich. Die dadurch bedingte Veränderung des Landschaftscharakters tritt deutlich hervor. Schon auf der Karte unterscheidet sich scharf der von tiefen Schluchten zerrissene Hang der Val Moreggie aus Hauptdolomit, nur von dürftigem Graswuchs bedeckt, aus dem allenthalben der nackte Fels hervorragt, von dem weiter nördlich gelegenen Stück des Hanges, das aus Unterlias besteht. Hier ist der grüne, teilweise mit Bäumen und Gebüsch bestandene Abhang nur von flachen Rinnen durchfurcht, die nicht einmal das anstehende Gestein anschneiden. Dieses ist nirgends aufgeschlossen, und nur der Verwitterungsboden erlaubt einen Rückschluß auf das Anstehende. Diese Verwerfung, deren Sprunghöhe einige hundert Meter betragen mag, wird nach O von einer N—S verlaufenden Querverwerfung abgelöst, an der nun beide Formationen aneinander grenzen. Im W stoßen an der Verwerfung das Rhät des Val Criarolo-Zuges und der hangende *Conchodon*-Dolomit (gegen den Unterlias) ab. Bei C. Oneda hört sie auf, und der Unterlias streicht nun ohne Störung nach W weiter. Von einer Querverwerfung wird der liegende *Conchodon*-Dolomit bei Visino betroffen. Dieser *Conchodon*-Dolomit streicht südlich Candalino nach W, ragt in einzelnen Kuppen aus dem Alluvium des Tales hervor, ist bei der Kirche S. Michele (bei Visino) aufgeschlossen und ebenso noch ein Stück westlich davon (unter 500 m). Dann erscheint er erst im S in dem Dolomitzuge nördlich Asso wieder, wo er an einem Bruche (vgl. oben) auch im S an Unterlias stößt. Die Annahme einer Verwerfung, an der die westliche Scholle abgesunken ist, erscheint hier notwendig. Eine Absenkung im W erscheint auch darum notwendig, weil hier das liegende Rhät fehlt und der Dolomit an den tieferen Lias grenzt. Die Sprunghöhe wird 100—200 m nicht viel übersteigen. Eine weniger bedeutende Querverwerfung versetzt am Südabhang den Mte. Barro östlich Taccolino Majolica neben Mittellias bis Jura. Die westliche Majolica ist abgesunken, Oberlias und Jura sind geschleppt. Die Sprunghöhe erreicht nur einen geringen Betrag. Die Lage dieser Verwerfung gerade vor der Stirn der Barroüberschiebung läßt einen Zusammenhang mit dieser und mit tangentialen Kräften vermuten.

Vertikale Brüche haben also im Aufnahmegebiet nur eine geringe Bedeutung, die Alta Brianza ist ein Faltengebirge, kein Bruchgebirge.

Lebenslauf.

Geboren wurde ich, HANS RASSMUSS, evangelischer Konfession, am 8. Februar 1889 zu Berlin als Sohn des bereits vor 12 Jahren verstorbenen Kaufmanns Heinrich Rassmuss und seiner Frau Louise geb. Altenburg. Nach 9-jährigem Besuch des Kgl. Joachimsthalschen Gymnasiums zu Berlin bestand ich Ostern 1907 dort die Reifeprüfung. Darauf studierte ich an den Universitäten Heidelberg, Zürich und Berlin Naturwissenschaften — zuerst auch Mathematik — besonders Geologie und Paläontologie sowie Geographie. Ich hörte die Vorlesungen der Herren Professoren und Dozenten: KOEHLER, KOENIGSBERGER, KRAFFT, SALOMON, VOSSLER, WINDELBAND in Heidelberg; ALBERT HEIM, ARNOLD HEIM, ARBENZ, ROLLIER, FRÜH in Zürich; BELOWSKY, BRANCA, DAVIS, DELMER, ERDMANNSDÖRFER, GROLL, GRUND, HELMERT, KNY, LIEBISCH, R. M. MEYER, PENCK, POTONIÉ, RIEHL, ROSENHEIM, F. S. SCHULZE, SIMMEL, v. STAFF, STREMME, UHLIG, WAHNSCHAFFE in Berlin.

Am 1. Juni 1911 bestand ich die Promotionsprüfung.

Allen meinen hochverehrten Lehrern, insbesondere den Herren Geheimräten BRANCA und PENCK, sei mir gestattet, auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank sagen zu dürfen.

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 4072

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 4072